

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MODELO E ARQUITETURA DEPOSICIONAL DE LEQUES
ALUVIAIS PROTEROZOICOS DA FORMAÇÃO OURICURI
DO OURO, CHAPADA DIAMANTINA-BA.**

EZEQUIEL GALVÃO DE SOUZA

Orientador – Prof. Dr. Claiton Marlon do Santos Scherer

Volume I

Porto Alegre – 2014

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MODELO E ARQUITETURA DEPOSICIONAL DE LEQUES
ALUVIAIS PROTEROZOICOS DA FORMAÇÃO OURICURI
DO OURO, CHAPADA DIAMANTINA-BA.**

EZEQUIEL GALVÃO DE SOUZA

Orientador – Prof. Dr. Claiton Marlon do Santos Scherer

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Juliano Kuchle – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Elírio E. Toldo Jr. – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Paulo Sergio Gomes Paim – Instituto de Geociências, Universidade do Vale dos Sinos

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção
do título de Mestre em Ciências.

Porto Alegre – 2014

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para este trabalho.

Ao meu orientador e amigo Claiton Scherer, pelas conversas geológicas ou não que tivemos, sabendo lidar com as diversas situações que nos deparamos.

Agradeço aos colegas do departamento de estratigrafia, o qual já pode ser chamado de família, pois o tempo e as vivências que já tivemos juntos marcaram minha vida e carreira profissional.

Agradeço minha família pela compreensão ou admiração das escolhas que fiz na vida. Se uma árvore é forte e resistente, é porque tem nas suas raízes a mais profunda fonte de energia.

Agradeço a Gabi e sua família pelo carinho e disposição durante esta pesquisa, me estimulando e apoiando sempre.

Agradeço a unidade de Ibitiara/BA da empresa Yamana Gold Inc. e seus funcionários pela disposição e apoio prestado durante as etapas de campo, bem como pelo fornecimento dos testemunhos.

RESUMO

A Fm. Ouricuri do Ouro (Proterozóico, Bacia Espinhaço) na porção NW da Chapada Diamantina/BA, Brasil, é interpretada como um sistema de leques aluviais constituído por quatro associações de fácies: *i)* Depósitos proximais dominado por fluxos de detritos não-coesivos; *ii)* Inundações em lençol proximais; *iii)* Inundações em lençol intermediárias; *iv)* Planícies arenosas de inundações distais. A sedimentação na porção basal da unidade ocorre em três ciclos granodecrescentes, marcados pela entrada de espessos pacotes de fluxos de detritos que gradam para depósitos relacionados a inundações em lençol proximais. Na porção superior ocorre o predomínio de inundações em lençol, associadas a enxurradas nas cabeceiras que resultam em descargas rápidas e desconfinadas nas porções intermediárias e distais. A partir do empilhamento vertical da Formação Ouricuri do Ouro na região de estudo, pode-se notar uma retrogradação do sistema de leques. Tal padrão é observado na sobreposição dos depósitos proximais pelos distais, marcando uma mudança na dinâmica do sistema de leques e, conseqüentemente, nos processos sedimentares dominantes. Esta retrogradação sugere uma diminuição do gradiente regional e deve ser resultado de um declínio da atividade tectônica ou do recuo do sistema de falhas de borda da bacia. Entretanto, ao contrário dos ciclos progracionais e granocrescentes comumente descritos em sucessões de fácies de leques aluviais, a presença de ciclos granodecrescentes de mais alta frequência sugere também um controle climático. Os ciclos granodecrescentes são resultantes da progressiva diminuição na capacidade e competência do fluxo, associado a decréscimo do escoamento de águas superficiais (*runoff*) ao longo tempo.

Palavras-chave: Bacia Espinhaço; Proterozóico; Fácies; Leques aluviais.

ABSTRACT

The Ouricuri do Ouro Formation (Proterozoic, Espinhaço Basin) in NW region of Chapada Diamantina/BA, Brazil, is interpreted as an alluvial fan system composed by four facies associations: *i)* Proximal deposits non-cohesive debryes-flow dominated *ii)* Proximal sheetfloods; *iii)* Intermediate sheetfloods; and *iv)* Distal sandy flood plains. The sedimentation in the lower part of the unity occurs in three fining-upward cycles, characterized by the appearance of thick debryes-flow deposits that grade to deposits related to proximal sheetfloods. The upper portion is sheetflood dominated, associated to flash floods in the upstream that result in unconfined sheetfloods in the downstream. A retrogradation of alluvial system can be observed from vertical stacking of Ouricuri do Ouro Formation. This pattern is observed in the overlapping of proximal deposits by distal deposits, marking a change in alluvial system dynamic and, consequently, in dominant sedimentary process. This retrogradation indicate a regional gradient decrease and should be a product of tectonic activity decline or backfaulting of basin margin. However, in contrast to progradational coarsening-upward cycles commonly described in succession of alluvial fans facies, the occurrence of high frequency fining-upward cycles suggests a climatic control influence. The fining-upward cycles are results of the progressive waning of flow capacity and competence, associated to the runoff decrease across time.

Keywords: Espinhaço Basin; Proterozoic; Facies; Alluvial Fans.

INDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa Geológico simplificado do Cráton do São Francisco e seu limite com os cinturões orogênicos (Modificado de Alkmim <i>et al.</i> , 2001).....	11
Figura 2: Mapa Geológico simplificado do Cráton do São Francisco (Modificado de Delgado <i>et al.</i> , 2003).....	12
Figura 3: Riftes continentais Estaterianos no Cráton São Francisco (Modificado de Delgado <i>et al.</i> , 2003).....	13
Figura 4: Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço (Guadagnin <i>et al.</i> , <i>in prep.</i>).	15
Figura 5: Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço, no domínio Chapada Diamantina, apresentando as grandes unidades deposicionais (Modificado de Pedreira & De Waele, 2008).	16
Figura 6: Ilustração da evolução da Bacia do Espinhaço. Extraído de Guimarães <i>et al.</i> (2008).	17
Figura 7: Mapa de localização da região de estudo.	18
Figura 8: Propostas de colunas estratigráficas para o Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina (Guimarães <i>et al.</i> , 2008).	20
Figura 9: Parte de seção colunar levantada. Exemplo de como é adquirido o dado geológico observado.....	24
Figura 10: Ilustrações mostrando a causa da distorção gerada quando um afloramento tem sua face inclinada. As linhas paralelas representam linhas verticais na face do afloramento e a linha tracejada é uma reta horizontal. Na parte superior da foto há uma distorção pois o campo de visão da câmera aumenta com a distância. Quanto à posição da câmera em relação ao afloramento, o desenho "a" mostra um caso sem distorção, enquanto "b" e "c" mostram distorções geradas quando o afloramento é muito grande em relação à distância da câmera até o afloramento e quando há uma inclinação na face do afloramento, respectivamente. (Modificado de Wizevich, 1991).	26
Figura 11: Mapa geológico confeccionado no <i>ESRI® ArcMapTM 10.0</i> , com os elementos utilizados: fotografia aérea, base cartográfica e base geológica.	27
Figura 12: Mapa Geológico simplificado do Cráton do São Francisco (Modificado de Delgado <i>et al.</i> , 2003).....	37
Figura 13: Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço (Guadagnin <i>et al.</i> , <i>in prep.</i>).	38
Figura 14: Mapa de localização da região de estudo.	40
Figura 15: Litofácies descritas nos afloramentos da região de estudo: Gcm (a), Gsm (b), Sm (c), Sh (d), Sl (e), Ss (f), St (g), Sr (h) e Fl (i).....	41

SUMARIO

AGRADECIMENTOS	2
RESUMO	3
ABSTRACT	4
INDICE DE FIGURAS	5
SUMARIO	6
ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	7
1. INTRODUÇÃO	8
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	10
3. ESTADO DA ARTE	19
4. TÉCNICAS E MÉTODOS.....	23
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	28
6. ARTIGO CIENTÍFICO	33

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Sobre a Estrutura desta Dissertação:

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo científico intitulado: **Modelo e arquitetura deposicional de leques aluviais proterozoicos da Formação Ouricuri do Ouro, Chapada Diamantina-BA**, submetido à revista *Geologia USP – Série Científica* em dezembro de 2014. Conseqüentemente, a organização da dissertação está disposta nos seguintes capítulos:

Capítulo 1: Introdução sobre o tema central da pesquisa de mestrado.

Capítulo 2: Apresenta o contexto geológico da Formação e as principais unidades que compõem o Cráton São Francisco na região de estudo.

Capítulo 3: Abordagem teórica sobre a unidade central do estudo e sobre sistemas aluviais proterozoicos.

Capítulo 4: Caracteriza as técnicas e métodos utilizados para o desenvolvimento do estudo.

Capítulo 5: Referências bibliográficas utilizadas nos capítulos anteriores.

Capítulo 6: Artigo científico submetido, com a formatação de acordo com a revista a qual foi enviado.

1. INTRODUÇÃO

Modelos sedimentares clássicos de leques aluviais são baseados preferencialmente em ocorrências fanerozóicas e na observação de processos e produtos do recente (Eriksson et al., 1998), existindo poucos estudos de caso de sistemas proterozóicos. Entretanto, a natureza dos ambientes deposicionais pré-cambrianos diferencia-se dos fanerozóicos, resultando em características significativamente distintas. Os depósitos de leques aluviais paleoproterozóicos têm como principal característica a ausência de vegetação, que afeta as assinaturas sedimentológicas e geomorfológicas da bacia hidrográfica, alterando os processos hidráulicos e de deposição (Davies e Glibing, 2010). Estes processos são os mesmos que atuam no Fanerozóico, porém, apresentavam taxas e intensidades diferentes no Proterozóico (Donaldson et al., 2002; Eriksson et al., 2004).

Depósitos proterozóicos de leques aluviais são raros no registro geológico, existindo poucas bacias no globo que apresentam estratos preservados desta idade. Além disso, existe dificuldade de reconhecimento das fácies em terrenos antigos sujeitos à deformação e/ou ao grau avançado de diagênese. Analisar os processos sedimentares e entender a arquitetura de fácies e empilhamento estratigráfico de sucessões deposicionais proterozóicas torna-se um desafio em decorrência da natureza fragmentada do registro.

Compreender quais são os controles primários no desenvolvimento de leques aluviais é um dos principais objetivos de estudos sedimentológicos e geomorfológicos da literatura (e.g. Goswani e Mishra, 2013; Viseras et al., 2003; Williams, 2001; Blair, 2000; Blair e McPherson, 1994a, 1994b; Pope e Wilkinson, 2005; Hartley et al., 2005). A atividade tectônica e o clima são os principais fatores controladores da sedimentação em leques aluviais, mas como estes fatores modularam a sedimentação no Pré-Cambriano é pouco claro. Entretanto, sabe-se que a atividade tectônica influencia no desenvolvimento do leque através do soerguimento e manutenção do relevo acidentado, propiciando alta disponibilidade de sedimentos e aumentando a competência dos sistemas de drenagem na região. Já o papel do clima como fator controlador é amplamente discutido, porém, é de consenso que este influencia no intemperismo das rochas, na geração de sedimentos e na capacidade dos mecanismos de transporte.

O presente estudo propõe a análise da Fm. Ouricuri do Ouro, visando elaborar um modelo que contemple a distribuição e ligação genética entre as zonas

geomorfológicas do sistema deposicional, bem como a atuação dos fatores controladores nos processos predominantes. Para tal objetivo, o estudo baseou-se no levantamento de afloramentos e testemunhos na região de Ibitiara/BA, onde a Formação apresenta as principais exposições, buscando a interpretação faciológica detalhada e o reconhecimento dos processos deposicionais atuantes. Os depósitos continentais da Formação Ouricuri do Ouro representam a sedimentação inicial da Bacia Espinhaço, inseridos no contexto de abertura da bacia do tipo rifte no Paleoproterozóico do Cráton São Francisco.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 O Cráton São Francisco:

O Cráton do São Francisco (Almeida, 1967; 1977) compreende a unidade tectônica mais bem estudada e exposta da plataforma sul-americana. Em conjunto com o Cráton do Congo, formavam uma massa continental estável, consolidada no Arqueano e Paleoproterozoico, representando um fragmento do supercontinente Rodínia (Brito Neves *et al.*, 1999; Campos Neto, 2000), que teve sua segregação no Mesozoico durante a abertura do Oceano Atlântico. Abrange principalmente os estados da Bahia e Minas Gerais e seus limites geológicos são delineados por cinturões orogênicos (Figura 1); ao sul e oeste pela faixa Brasília, a noroeste pela faixa Rio Preto, a norte pelas faixas Sergipana e Riacho do Pontal e a sudeste pela faixa Araçuaí. Para leste, o cráton limita-se à margem passiva cretácea, que hospeda as bacias do Jequitinhonha, Almada, Camamú e Jacuípe.

O embasamento do Cráton do São Francisco, também chamado de embasamento Pré-Espinhaço, é composto por rochas mais antigas do que 1,8 Ga, contendo terrenos metamórficos de médio a alto-grau e granitóides arqueanos a paleoproterozoicos, com coberturas proterozoicas e fanerozoicas em seu interior. Na sua porção central, o Supergrupo Espinhaço (Paleo/Mesoproterozoico) preenche um sistema de riftes, intrudidos por rochas plutônicas. Além disso, rochas carbonáticas, siliciclásticas marinhas e glaciais do Supergrupo São Francisco sobrepõem a área (Cordani *et al.*, 2000) (Figura 2).

Conforme Barbosa & Sabaté (2004), quatro segmentos crustais importantes compreendem o embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia, são os blocos: Gavião, Jequié, Serrinha e Itabuna-Salvador-Curaçá. O bloco Gavião é composto pelas rochas mais antigas do Cráton do São Francisco, sendo os granitóides TTG (tonalito-trondjemito-granodiorito) com idade entre 3,4-3,2Ga e *greenstonebelt* supracrustais de 3,3-2,9 Ga. Estas rochas foram metamorfisadas na fácies anfíbolito e deformadas entre 2,8-2,7 Ga. Já o bloco Jequié é metamorfisado na fácies granulito e apresenta migmatitos de 3-2,9 Ga e granitóides de 2,7-2,6 Ga, sob os quais se desenvolveram riftes preenchidos por depósitos metavulcanosedimentares. O bloco Serrinha é formado por granitos e tonalitos de 3,13-3,05 Ga, metamorfisados na fácies anfíbolito. O cinturão orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá é composto por tonalitos, trondjemitos e metasedimentares evoluídos a partir de

arcos magmáticos multiepisódicos entre 2,7-2,1 Ga e metamorfisados na fácies granulito. Estes quatro segmentos crustais foram amalgamados e unificados durante o ciclo orogênico Transamazônico. Esta colagem é registrada em prismas acrescionários relacionados à subducção (2,3-2,15 Ga) e granitóides relacionados a colisões continentais (2,15-2,05 Ga), com o clímax da colisão marcado pelo pico metamórfico de fácies granulítica em 2,08 Ga.

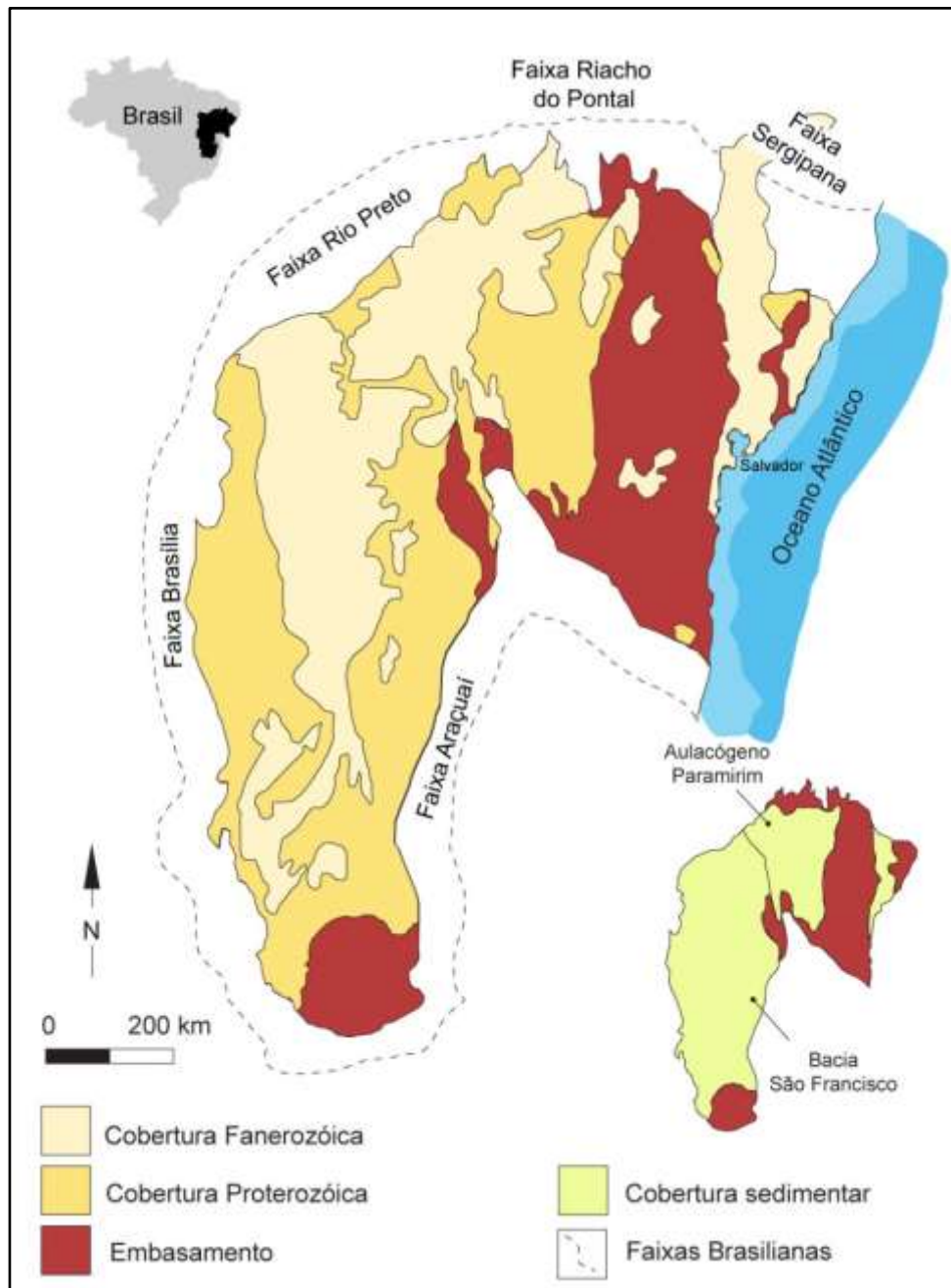


Figura 1: Mapa Geológico simplificado do Cráton do São Francisco e seu limite com os cinturões orogênicos (Modificado de Alkmim *et al.*, 2001).

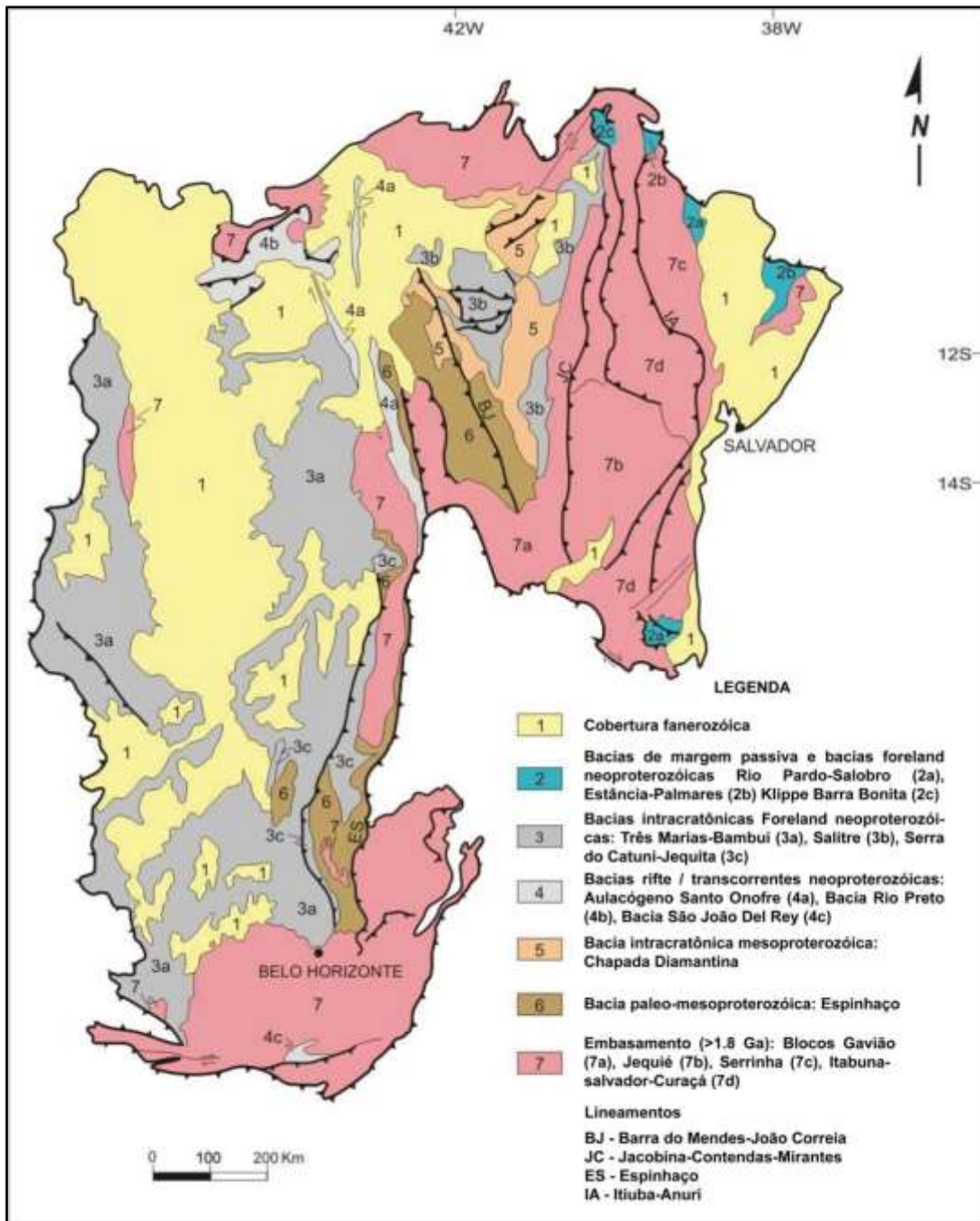


Figura 2: Mapa Geológico simplificado do Cráton do São Francisco (Modificado de Delgado *et al.*, 2003).

Após a colagem dos blocos, entre 1,8-1,6 Ga, o regime extensivo Estateriano promoveu o rifteamento continental na porção central do CSF (Figura 3). Este rifteamento é bem preservado através das rochas vulcânicas e sedimentares contidas na Bacia Espinhaço. Durante o Calimiano (1,6-1,4 Ga) as bacias expandiram, com depósitos sedimentares de ambientes transicionais e marinhos compondo a bacia riftes-sag do Supergrupo Espinhaço (Delgado *et al.*, 2003). Durante o Toniano (1-0,85 Ga), ocorreu a deposição glaciogênica, enquanto os riftes estaterianos eram reativados podendo, alguns, evoluírem para margens passivas.

Por fim, no Criogeniano (0,85-0,65Ga), sedimentos carbonáticos de ambiente marinho raso foram depositados sobre o cráton, formando o Supergrupo São Francisco (Guimarães, 1996).

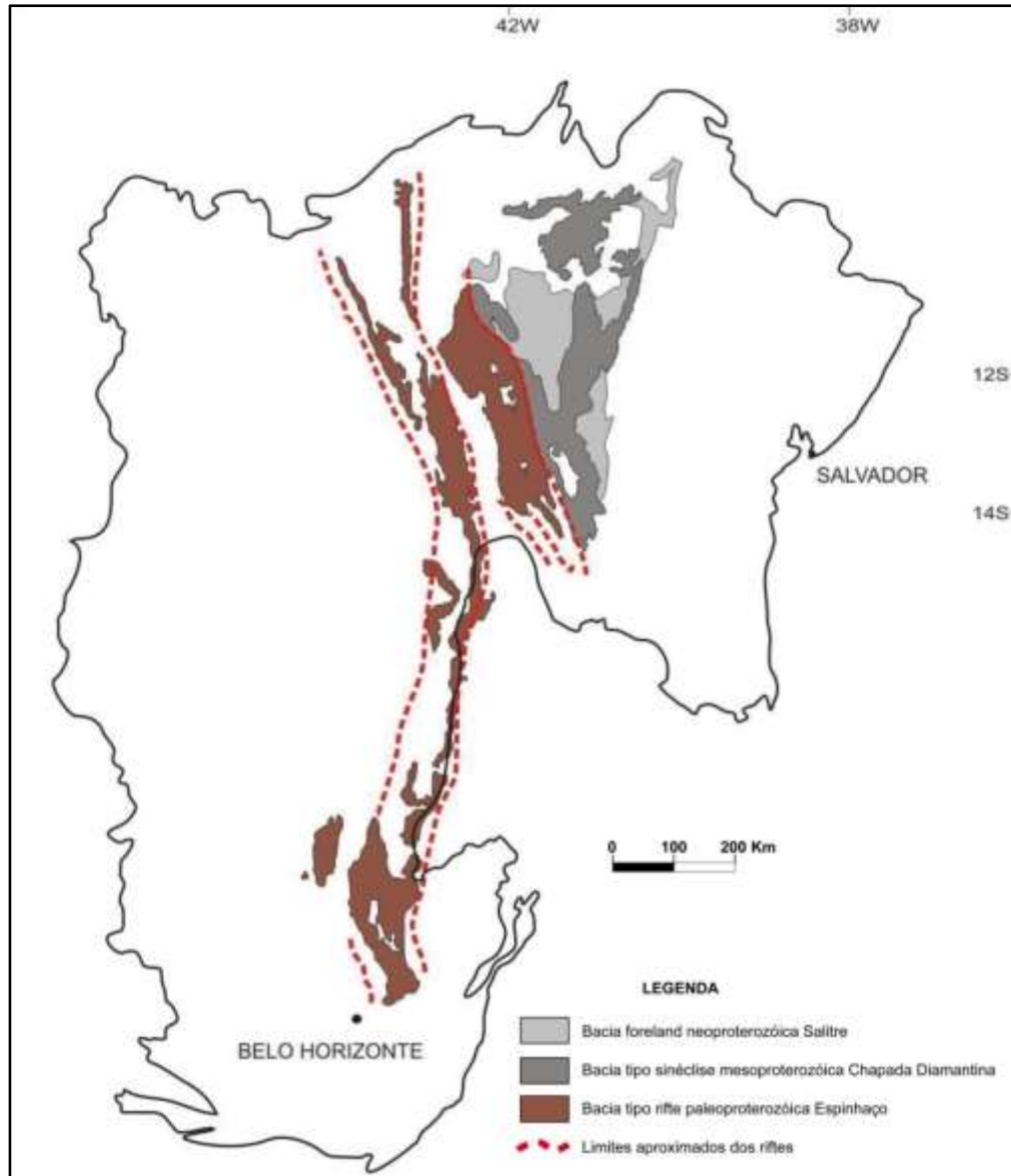


Figura 3: Riftes continentais Estaterianos no Cráton São Francisco (Modificado de Delgado *et al.*, 2003).

Assim, o embasamento encontra-se recoberto por unidades sedimentares que ocorrem em dois domínios morfotectônicos distintos: o Aulacógeno do Paramirim e a Bacia do São Francisco (Figura 1). A Bacia do São Francisco ocupa todo o segmento alongado do cráton, enquanto que o Aulacógeno do Paramirim é a grande feição morfoestrutural localizada a norte. Estes domínios são separados pelo Corredor do Paramirim e registram sucessões sedimentares semelhantes, com

coberturas metassedimentares pré-cambrianas e fanerozoicas (Schobbenhaus, 1996; Cruz & Alkmim, 2006).

2.2 O Aulacógeno Paramirim

O Aulacógeno do Paramirim é a feição morfotectônica da porção norte do cráton que, na Bahia, compreende a Serra do Espinhaço Setentrional, os vales do Paramirim e do São Francisco e a Chapada Diamantina (Cruz & Alkmim, 2006). Sua evolução corresponde a duas bacias rifte intracratônicas, superpostas e parcialmente invertidas, preenchidas principalmente por metassedimentos proterozoicos (Schobbenhaus, 1996; Cruz & Alkmim, 2006). A Bacia Espinhaço, do tipo rifte-sag, é preenchida pelos depósitos do Supergrupo Espinhaço, enquanto a Bacia Chapada Diamantina, do tipo sinéclise, é preenchida pelos depósitos do Supergrupo São Francisco.

É possível individualizar uma zona de máxima inversão de orientação NNW-SSE denominada de Corredor de Deformação do Paramirim por Alkmim *et al.* (1993), que abrange parte do bloco Gavião, o bloco Paramirim e os representantes dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco depositados nas bacias Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina Ocidental (Cruz & Alkmim, 2006).

2.3 O Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço é dividido em três domínios: Serra do Espinhaço Meridional, Serra do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina. O primeiro e o segundo domínio localizam-se a oeste do Corredor de Deformação do Paramirim, e o terceiro localiza-se a leste. No domínio Chapada Diamantina, região do presente estudo, o Supergrupo é dividido em três grupos: Grupo Rio dos Remédios, Grupo Paraguaçu e Grupo Chapada Diamantina (Figura 4 e Figura 5). Essas unidades compõem uma série de bacias *rift-sag* que iniciaram sua evolução entre 1,8 e 1,6 Ga.

Segundo Guimarães *et al.* (2008), a Bacia Espinhaço iniciou sua evolução há cerca de 1,75 Ba (Schobbenhaus, 1996) com duração não superior a 50 Ma e se deu em três fases tectônicas: pré-rifte, sinrifte e pós-rifte (Figura 6). A fase pré-rifte, representada pela Fm. Serra da Gameleira (Guimarães, 2008), é composta de

depósitos eólicos relacionados a uma sequência deposicional acumulada em um espaço bacinal raso, derivado de flexura litosférica.

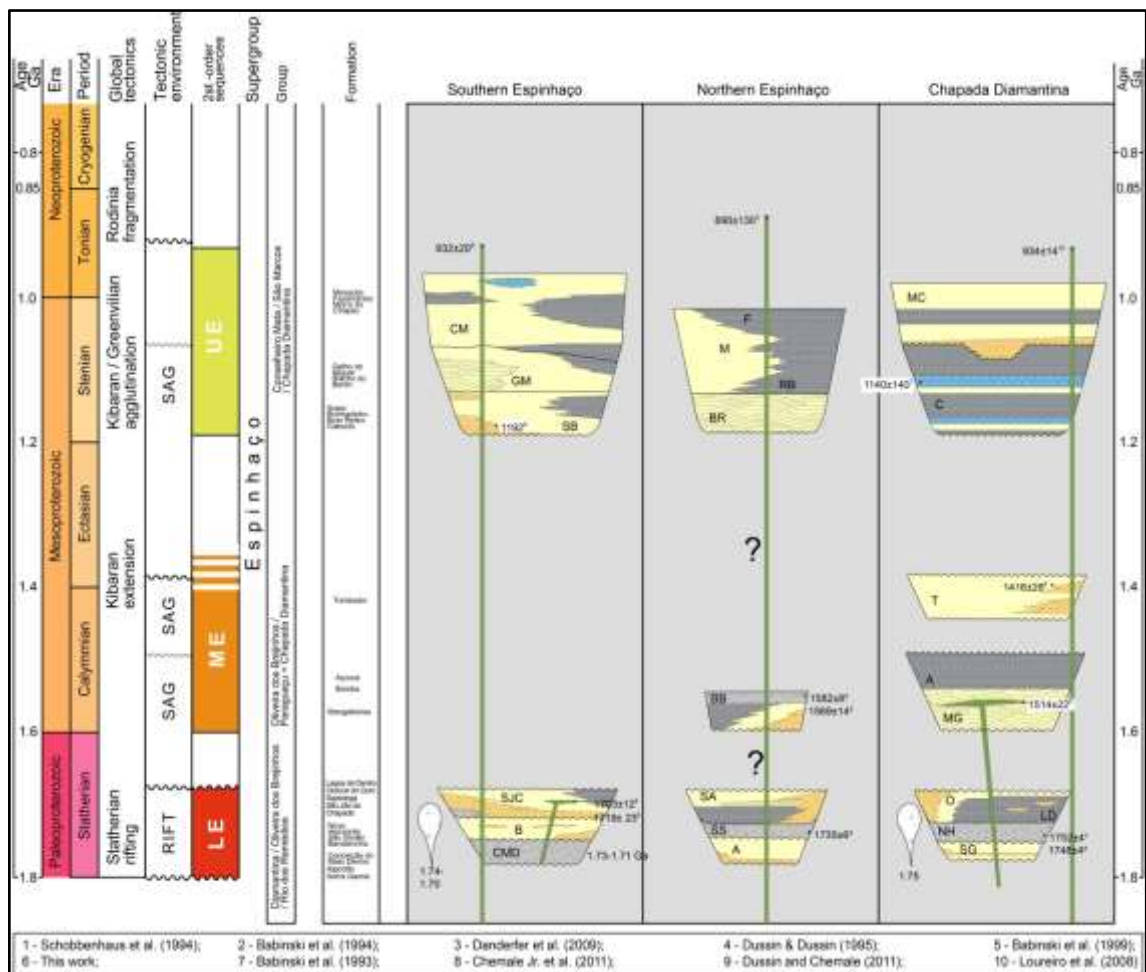


Figura 4: Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço (Guadagnin et al., *in prep.*).

A fase sinrifte compreende duas etapas: a primeira é designada por rochas vulcânicas/subvulcânicas ácidas e vulcanoclásticas, pertencentes à Fm. Novo Horizonte (Guimarães 2008); e a segunda etapa constituída por depósitos lacustres, de leques aluviais, flúvio-deltaicos e eólicos, relacionados às formações Lagoa de Dentro e Ouricuri do Ouro. Essas três formações compõem o Grupo Rio dos Remédios, e a evolução estratigráfica nessa fase sinrifte foi inteiramente controlada por processos de subsidência mecânica. À fase pós-rifte (*sag*) compreende os depósitos eólicos e fluviais da Fm. Mangabeira e marinhos rasos da Fm. Açuruá, que integram o Grupo Paraguaçu. Esta fase é marcada pelo desaparecimento dos sistemas aluviais controlados por subsidência mecânica e pelo surgimento de uma sedimentação regulada por subsidência passiva, sem atividade tectônica importante, influenciada pela eustasia e pela intensificação das condições de aridez do

ambiente, que passa de semi-árido para árido, desértico. Durante o Calimíniano (1,5 Ga) se estabelece um novo evento cratogênico na bacia do Espinhaço, sendo depositado o Grupo Chapada Diamantina. Esta nova bacia sag foi implantada sobre o sítio deposicional anterior, ultrapassando os limites da bacia (Guimarães *et al.*, 2008). O Grupo Chapada Diamantina é dividido em três formações: Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu.

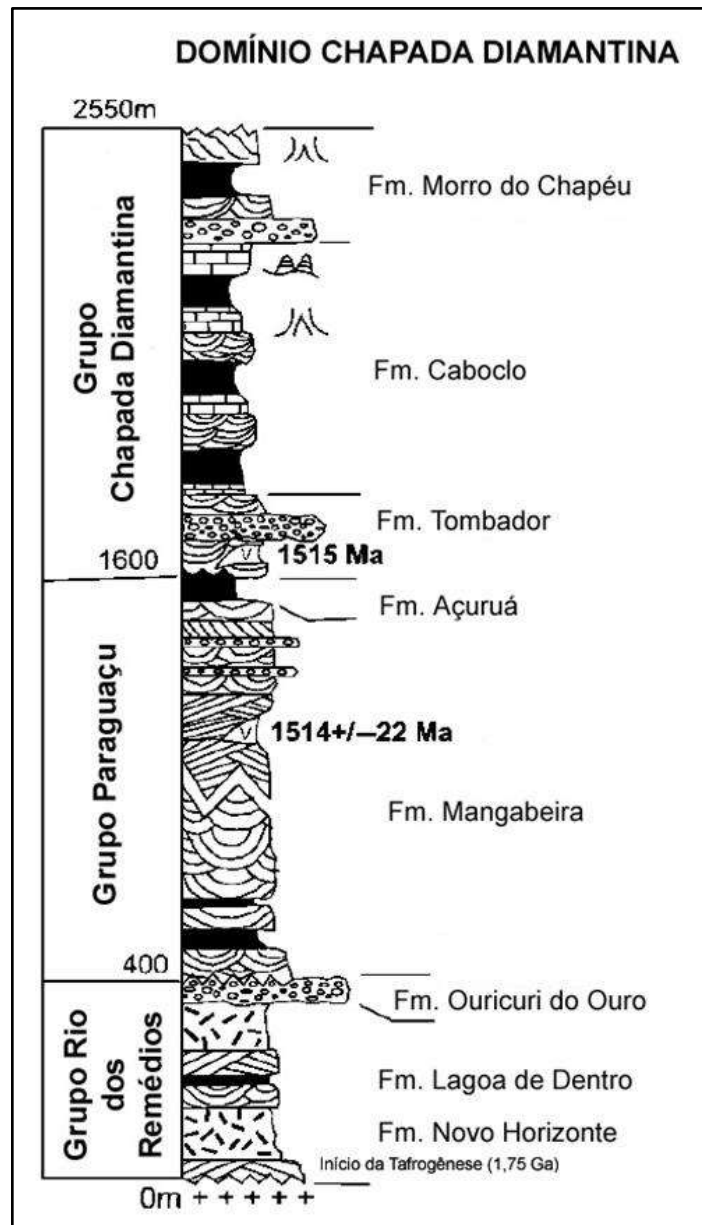


Figura 5: Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço, no domínio Chapada Diamantina, apresentando as grandes unidades deposicionais (Modificado de Pedreira & De Waele, 2008).

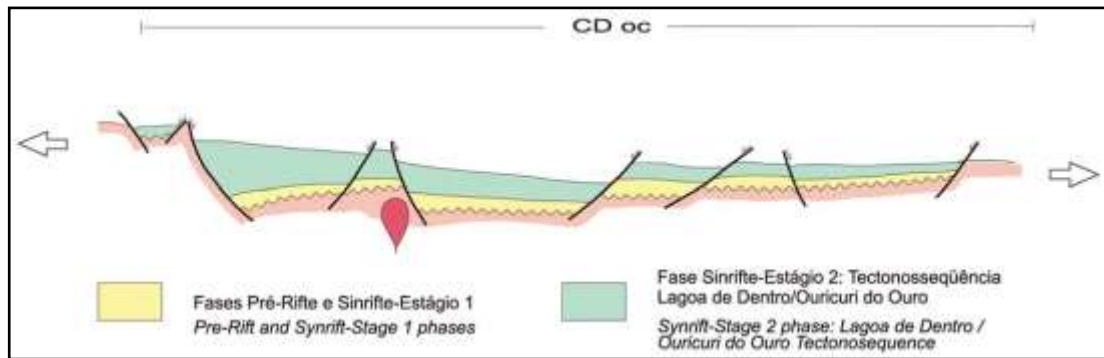


Figura 6: Ilustração da evolução da Bacia do Espinhaço. Extraído de Guimarães *et al.* (2008).

2.4 Fm. Ouricuri do Ouro

Como dito anteriormente, as formações Novo Horizonte, Lagoa de Dentro e Ouricuri do Ouro constituem o Grupo Rio dos Remédios. Conforme Guimarães *et al.* (2008), os contatos gradacionais e interdigitados entre as litologias das Formações Lagoa de Dentro e Ouricuri do Ouro atestam a afinidade deposicional existente entre as mesmas. Segundo o autor, o pacote metassedimentar Lagoa de Dentro/Ouricuri do Ouro acumulou-se no interior da fossa tectônica do Espinhaço Oriental por fluxos gravitacionais e trativos relacionados a um complexo aluvial, bem desenvolvido nas partes centro-sul e nordeste da área, que se dispersava para um corpo d'água (lago) localizado na sua parte noroeste, preenchido por sedimentos derivados de processos de suspensão e de fluxo gravitacional.

2.5 Localização da Área de Estudo

O presente trabalho baseou-se no levantamento de seções colunares em sete afloramentos localizados nos arredores da cidade de Ibitiara/BA. Além disto, foram descritos quatro testemunhos fornecidos pela empresa Yamana Gold, também localizados próximo ao município (Figura 7).

A geomorfologia desta região compõe um relevo acidentado, de serras e vales longos e estreitos, alinhados na direção NW-SE, com cotas variando de 1.200 a 2.033 metros. A espessura máxima estimada da Fm. Ouricuri do Ouro nas regiões de Ibitiara e Mocambo é de 550 metros (Guimarães, 2008).

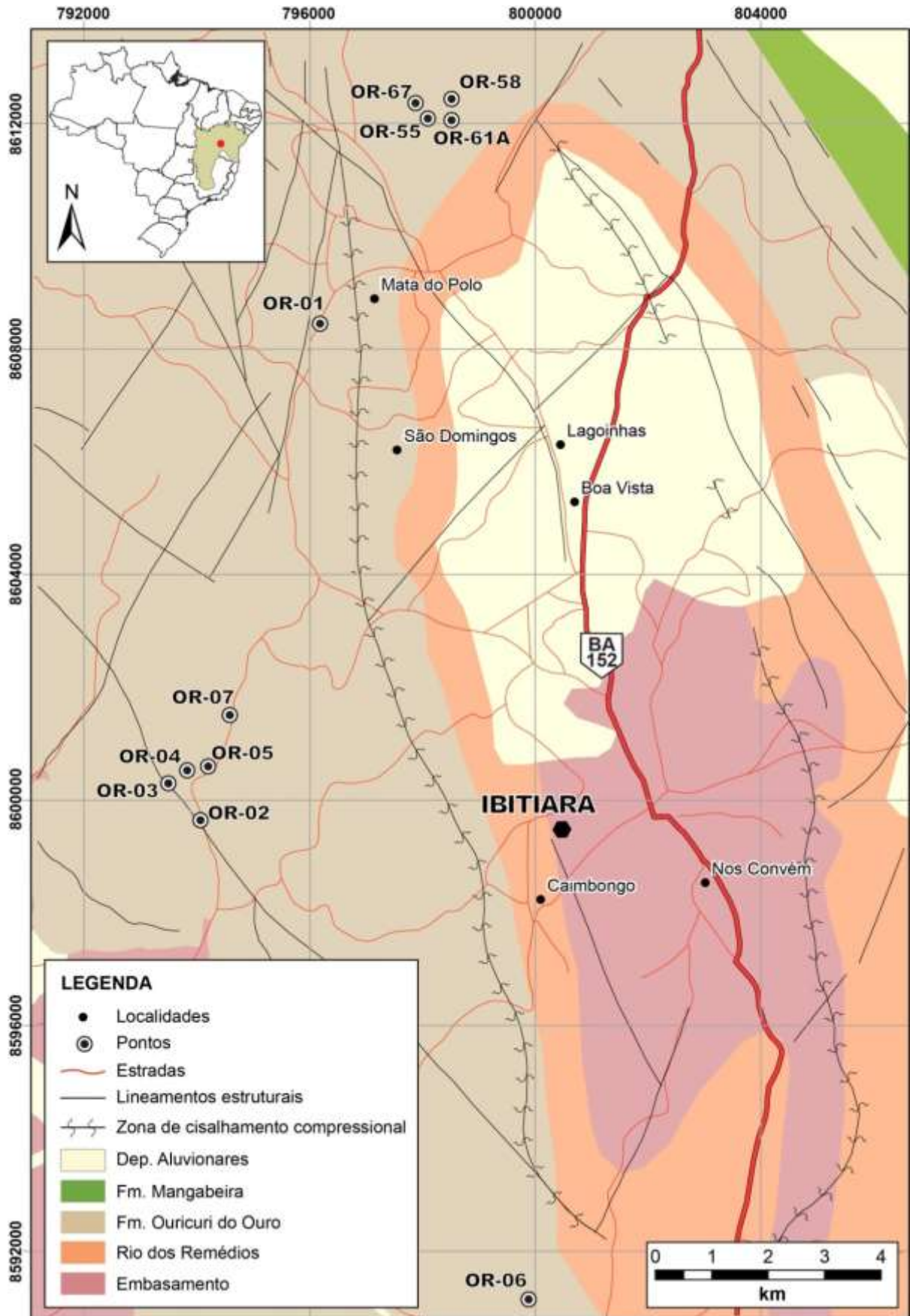


Figura 7: Mapa de localização da região de estudo.

3. ESTADO DA ARTE

3.1 A Formação Ouricuri do Ouro

A Formação Ouricuri do Ouro foi definida por Schobbenhaus & Kaul em 1971, como:

“Metaconglomerado basal, polimicto, mal classificado, em geral muito resistente, formado por seixos e matacões bem arredondados de quartzitos, quartzo leitoso, gnaisses, itabirito e metaefusiva ácida, em matriz arenosa, arcossiana, areno-argilosa ou quartzo-sericítica. Predominam, geralmente, os seixos e matacões de quartzitos e quartzo leitoso. Localmente, contém pequenas intercalações de quartzito conglomerático, metarcósio e metaefusiva ácida. Sua espessura varia de 0 a 150 metros.”

Ainda, segundo os mesmos autores, a Formação Ouricuri do Ouro possuía contato gradacional com a unidade superior (Fm. Mangabeira) e estava comumente associada sobre o Complexo migmatítico-granítico.

Diversos estudos seguintes, como Inda & Barbosa (1978), Barbosa & Dominguez (1994), Pedreira (1994), enriqueceram, porém não modificaram a definição proposta por Schobbenhaus & Kaul em 1971 (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

Guimarães *et al.* (2008) definiu a *Tectonossequência Lagoa de Dentro/Ouricuri do Ouro* como correspondente à sedimentação continental posterior ao vulcanismo/plutonismo da Formação Novo Horizonte, redefinindo o Grupo Rio dos Remédios. Segundo o mesmo, a *Tectonossequência* complementa o preenchimento da fossa tectônica do Espinhaço Oriental a partir da associação de depósitos aluviais, pertencentes à Fm. Ouricuri do Ouro, com a sedimentação lacustre contemporânea, da Fm. Lagoa de Dentro. Tal *Tectonossequência* apresenta contato superior discordante erosivo e/ou tectônico com a Fm. Mangabeira.

3.2 Sistemas Aluviais no Pré-Cambriano

Os padrões de sedimentação aluvionares demonstram a complexa interação entre a atividade tectônica, os processos sedimentares atuantes, o clima e a composição da área fonte (Köykkä, 2011). Tais padrões são compostos por

Derby (1906)	Neves (1968)		Schobbenhaus & Kaul (1971)	CPRM/PROSPEC/DNPM (1974)	Inda & Barbosa (1978)	Barbosa & Dominguez (1994)	Schobbenhaus (1996)	Projeto Ibitiara-Rio de Contas (2005)						
Grupo Lavras	Grupo Chapada Diamantina	Formação Morro do Chapéu	Grupo Chapada Diamantina	Formação Morro do Chapéu	Gr. Chap. Diamantina	Formação Morro do Chapéu								
		Formação Caboclo		Formação Guariba		Formação Caboclo	Gr. Chap. Diamantina	Formação Caboclo	Gr. Chap. Diamantina	Formação Caboclo				
		Formação Tombador		Formação Morro do Chapéu		Formação Tombador		Formação Tombador		Formação Tombador				
		Formação São Pedro		Formação Tombador		Formação Lavras	Formação Tombador	Formação Tombador	Formação Tombador					
Grupo Paraguaçu			Grupo Chapada Diamantina	Grupo Paraguaçu	Grupo Paraguaçu	Grupo Paraguaçu	Grupo Paraguaçu	Grupo Paraguaçu	Formação Açuruá	Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Formação Açuruá	Grupo Rio dos Remédios	Formação Açuruá
	Formação Lagoa de Dentro	Formação Serra do Sincorá							Formação Serra do Sincorá					
	Formação Mangabeira	Formação Ipupiara							Formação Ipupiara					
	Formação Ouricuri do Ouro	Mb. La. de Dentro							Formação Lagoa de Dentro					
		Mangabeira							Formação Mangabeira					
		Complexo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Formação Ouricuri do Ouro	Grupo Rio dos Remédios	Formação Ouricuri do Ouro	Formação Ouricuri do Ouro	Grupo Rio dos Remédios	Formação Ouricuri do Ouro
	Fm. Mangabeira								Fm. Mangabeira					
	Fm. Ouricuri do Ouro								Fm. Ouricuri do Ouro					
				Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Fm. Ouricuri do Ouro	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios	Fm. Ouricuri do Ouro	Grupo Rio dos Remédios	Fm. Ouricuri do Ouro
				Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Fm. La. de Dentro	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios	Fm. La. de Dentro	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios
				Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Formação Novo Horizonte	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios	Formação Novo Horizonte	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios
				Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Grupo Rio dos Remédios	Fm. Serra da Gameleira	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios	Fm. Serra da Gameleira	Grupo Rio dos Remédios	Formação Rio dos Remédios

Figura 8: Propostas de colunas estratigráficas para o Supergruppo Espinhaço na Chapada Diamantina (Guimarães *et al.*, 2008).

assembleias faciológicas características e que podem ser constituídas por grãos de qualquer tamanho, dependendo simplesmente do tipo de material disponível (Köykkä, 2011). No Proterozóico, os sistemas aluviais apresentavam diferenças significativas quanto aos equivalentes do Fanerozóico (Eriksson *et al.*, 1998), geralmente contidos por repentinas ocorrências de grande escala de detritos piroclásticos (Mueller & Corcoran 1998), e também muito maiores do que os observados em ambientes mais jovens e vegetados (Eriksson, *et al.*, 1998).

A ocorrência dos depósitos de leques aluviais preferencialmente em ambientes tectonicamente ativos, nas bordas de bacias e próximos às áreas fontes instáveis, torna difícil a sua preservação (Bose *et al.*, 2008). Além disso, a diferenciação entre sistemas fluviais e leques aluviais é bastante problemática em sucessões do Pré-Cambriano, em que os sistemas de leques aluviais em suas porções distais são caracterizados por planícies fluviais entrelaçadas (Bállico *et al.*, *in prep*). Eriksson (1998) afirma que após o surgimento de grandes crátons e dos supercontinentes pré-cambrianos, as porções interiores dos continentes foram ocupadas por sistemas entrelaçados perenes e muito extensos.

Os sistemas de leques aluviais são fortemente influenciados pela alternância de períodos com intensa atividade tectônica e períodos de quiescência. Os depósitos durante os períodos ativos são constituídos principalmente por fluxos de detritos e deslizamentos de rocha (Bose *et al.*, 2008), enquanto que nos períodos de quiescência dominam os processos fluviais, resultando em inundações em lençol (Eriksson, *et al.*, 1998). Estas inundações em lençol são caracterizadas por apresentarem sedimentos cascalhosos na sua porção proximal que, na medida em que se deslocam para porções distais, dão lugar a depósitos essencialmente arenosos (Eriksson, *et al.*, 1998).

Os depósitos de leques aluviais paleoproterozóicos têm como principal característica a ausência de vegetação. Esta ausência afeta as assinaturas sedimentológicas e geomorfológicas de uma bacia hidrográfica, alterando os processos hidráulicos e de deposição (Davies & Glibing, 2010). Além disso, contribui para que processos mecânicos de intemperismo tornem-se importantes na maioria das condições climáticas pré-cambrianas, e, junto aos processos químicos de desagregação das rochas mais acelerados, produza elevada abundância de detritos (Eriksson, *et al.*, 1998).

Mueller & Corcoran (1998), apontam que a ausência das raízes das plantas permitiu aos rios removerem facilmente os detritos abundantes, além de aumentar a instabilidade dos bancos arenosos, resultando em canais amplos e extensos. Estes canais experimentaram rápidas comutações e migrações laterais de dezenas de quilômetros, devido à resposta efetiva às descargas instantâneas. Tirsgaard & Øxnevad (1998) notam que a ausência de vegetação e a susceptibilidade às mudanças climáticas resultam em taxas de escoamento mais rápidas. Sønderholm & Tirsgaard (1998) assumem que as amplas variações nas precipitações aliadas às altas taxas de escoamento na ausência de vegetação levam a amplas oscilações na descarga dos fluxos de cargas mistas, e isto pode ter sido também o responsável pela não existência de fluviais meandrantas. Além disso, o transporte eólico dos sedimentos finos é bastante significativo, já que nestes não sofrem a influência da proteção das plantas terrestres (Dalrymple *et al.*, 1985).

De acordo com Bose *et al.* (2008), a ausência de vegetação nas encostas pode ter gerado mais cones sedimentares, pois este fator induz a rupturas do talude, a deslizamentos de terra, bem como a fluxos de detritos. Entretanto, publicações relacionadas a isto não são tão comuns, principalmente para depósitos de cones detríticos e leques aluviais, já que estes são facilmente confundidos com depósitos grossos de sistemas fluviais entrelaçados (Els, 1998).

Embora a sedimentação nos sistemas de leques aluviais pré-vegetação seja diferenciada, estas diferenças são sutis, pois a grande maioria dos leques atuais se desenvolve em contextos desérticos, onde a vegetação é escassa (Went, 2005). Além disso, é importante salientar que os depósitos proterozóicos apresentavam as taxas e intensidades dos processos diferentes, mas não os processos em si (Donaldson *et al.*, 2002; Eriksson *et al.*, 2004).

4. TÉCNICAS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento do presente trabalho foram utilizadas técnicas de laboratório e trabalhos de campo. A análise prévia de mapas e fotografias aéreas, aliada à revisão bibliográfica, permitiu o reconhecimento de possíveis áreas para realização dos trabalhos de campo e uma breve noção sobre a litologia da Formação. A aquisição de dados foi realizada em duas campanhas de campo, totalizando 12 dias, nos quais foram utilizadas as seguintes técnicas:

4.1 Levantamento bibliográfico

O levantamento bibliográfico é a base para a realização do presente trabalho, sendo todos os estágios associados a esta ferramenta. Porém, o conhecimento preliminar necessário faz com que esta ferramenta seja desenvolvida fundamentalmente na parte inicial do projeto. Para tal levantamento foi realizada uma revisão bibliográfica que inclui trabalhos sobre: (a) a Fm. Ouricuri do Ouro, (b) sistemas de leques aluviais e seus constituintes, (c) mecanismos controladores da sedimentação de depósitos aluviais proterozóicos, e (d) depósitos análogos e/ou cronocorrelatos a Fm. Ouricuri do Ouro.

4.2 Levantamento Estratigráfico

Consiste na confecção de seções colunares a partir da descrição sedimentológica. Estas seções são construídas a partir de uma planilha base, na qual é possível representar graficamente as rochas em forma de coluna, onde o eixo horizontal representa a granulometria e o eixo vertical representa a espessura das camadas. Neste trabalho foi utilizada a escala vertical 1:100 e o preenchimento das lacunas é feito através das fácies observadas (Figura 9).

O conhecimento sobre técnicas de análise de fácies é um fator decisivo na correta interpretação dos sistemas deposicionais, bem como dos depósitos sedimentares antigos. Os atributos que definem a fácies são: cor, geometria, composição, textura, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero (Walker, 1992). Conforme Reading (1996), como o conteúdo fossilífero é ausente nas rochas deste trabalho, a ênfase dá-se sobre as características físicas e químicas das mesmas, tornando mais correto o emprego do termo “litofácies”. As diferentes litofácies podem

ser agrupadas em associações de litofácies, caracterizando subambientes deposicionais implicando em um significado genético dentro de sistemas deposicionais definidos (Miall, 1984).

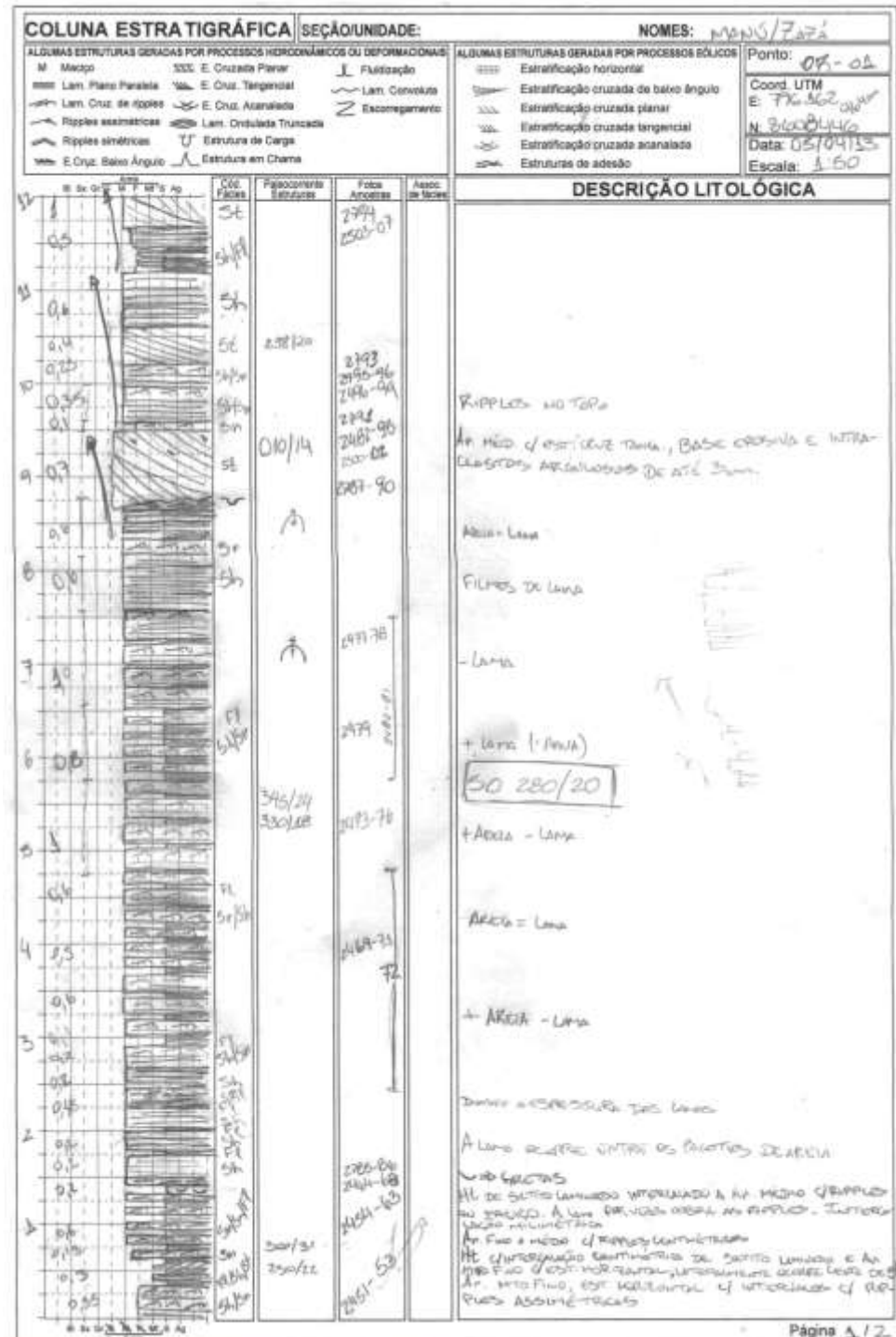


Figura 9: Parte de seção colunar levantada. Exemplo de como é adquirido o dado geológico observado.

Para a determinação das texturas foi utilizada uma tabela textural de campo, desenvolvida por Powers (1953) que correlaciona esfericidade e grau de

arredondamento. O grau de arredondamento é em função do grau de abrasão, sendo controlado pela resistência do grão, distância, tempo e mecanismo de transporte. Já o grau de esfericidade é em função essencialmente da forma original da partícula.

As litofácies foram classificadas de acordo com Miall (1996), onde a primeira letra é maiúscula e indica o tamanho de grão dominante, G = *gravel* (cascalho), S = *sand* (areia) e F = *fine-grained* (areia muito fina, silte e argila), e a segunda letra é minúscula e indica textura ou estrutura, como exemplo, t = estratificação cruzada tangencial (*troughcross-bedding*).

Além dos parâmetros sugeridos por Walker (1992), neste trabalho também foi analisado o sentido do paleofluxo sedimentar, através de estruturas que indicam a direção do fluxo, tais como marcas onduladas ou estratificações cruzadas. Para isso foi utilizado o método de trama (*Dip Direction*), que informa o sentido e o ângulo de mergulho da camada.

4.3 Fotomosaicos

Todos os levantamentos estratigráficos foram acompanhados da aquisição de fotografias intervalares e em escala de detalhe, devidamente localizadas e numeradas no perfil colunar. Algumas das fotografias constituem fotomosaicos, que são utilizados para melhor interpretação dos afloramentos.

Um fotomosaico é resultado da sobreposição e união de fotografias, formando uma única imagem com o intuito de representar afloramentos de grande extensão lateral. A confecção de fotomosaicos permite a análise das relações entre as litofácies e associações de litofácies, a observação de elementos arquiteturais, a delimitação das superfícies limítrofes, bem como a reconstrução morfológica dos depósitos.

As fotografias são obtidas através de uma câmera fotográfica digital ao longo da extensão lateral do afloramento, com uma escala de referência. Como é possível observar na Figura 10, existe uma distorção na escala do afloramento nas imagens adquiridas, para evitar esse tipo de erro é fundamental manter uma distância adequada e constante, bem como um correto posicionamento da câmera em relação ao afloramento. Conforme Wizevich (1991), para minimizar a distorção de perspectiva é importante que o plano focal da câmera esteja paralelo à face do afloramento, aumentando assim a precisão das relações espaciais nos retratos dos afloramentos.

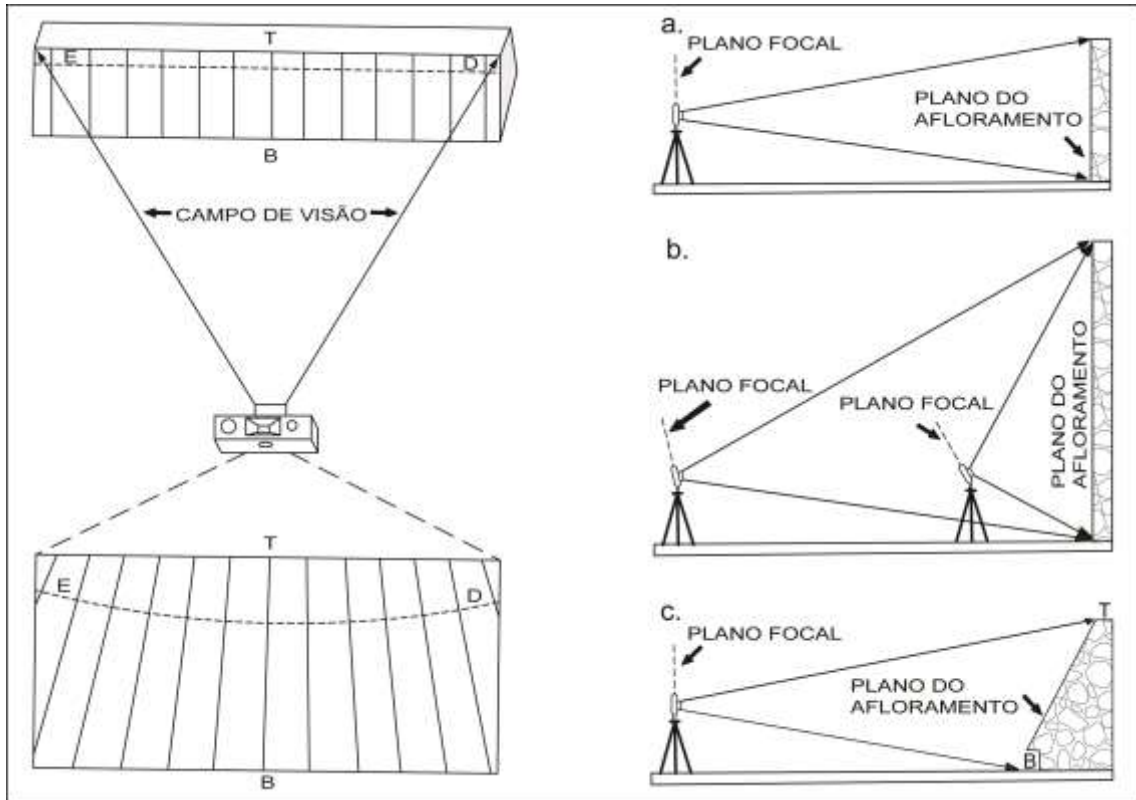


Figura 10: Ilustrações mostrando a causa da distorção gerada quando um afloramento tem sua face inclinada. As linhas paralelas representam linhas verticais na face do afloramento e a linha tracejada é uma reta horizontal. Na parte superior da foto há uma distorção pois o campo de visão da câmera aumenta com a distância. Quanto à posição da câmera em relação ao afloramento, o desenho "a" mostra um caso sem distorção, enquanto "b" e "c" mostram distorções geradas quando o afloramento é muito grande em relação à distância da câmera até o afloramento e quando há uma inclinação na face do afloramento, respectivamente. (Modificado de Wizevich, 1991).

4.4 Mapas e fotografias aéreas

Para os mapas confeccionados no software *ESRI® ArcMap™ 10.0* foram utilizados como base geológica o mapa da CPRM (Companhia de Produção e Recursos Minerais). Além disto, a base topográfica, contendo dados de hipsografia, hidrografia, estradas, pontos de referência foi obtida através da SEI (Superintendência de Estudos Sociais e Econômicos da Bahia).

Visando complementar as informações cartográficas, foram utilizadas também, imagens de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) obtidas gratuitamente através do site da USGS (<http://seamless.usgs.gov>), e fotografias aéreas, obtidas através do site da CBPM (Companhia Baiana de Pesquisa Mineral). Estas imagens, aliadas as bases geológica e cartográfica, corroboraram pra identificar áreas com prováveis afloramentos, bem como compreender previamente a geografia da área de estudo (Figura 11).

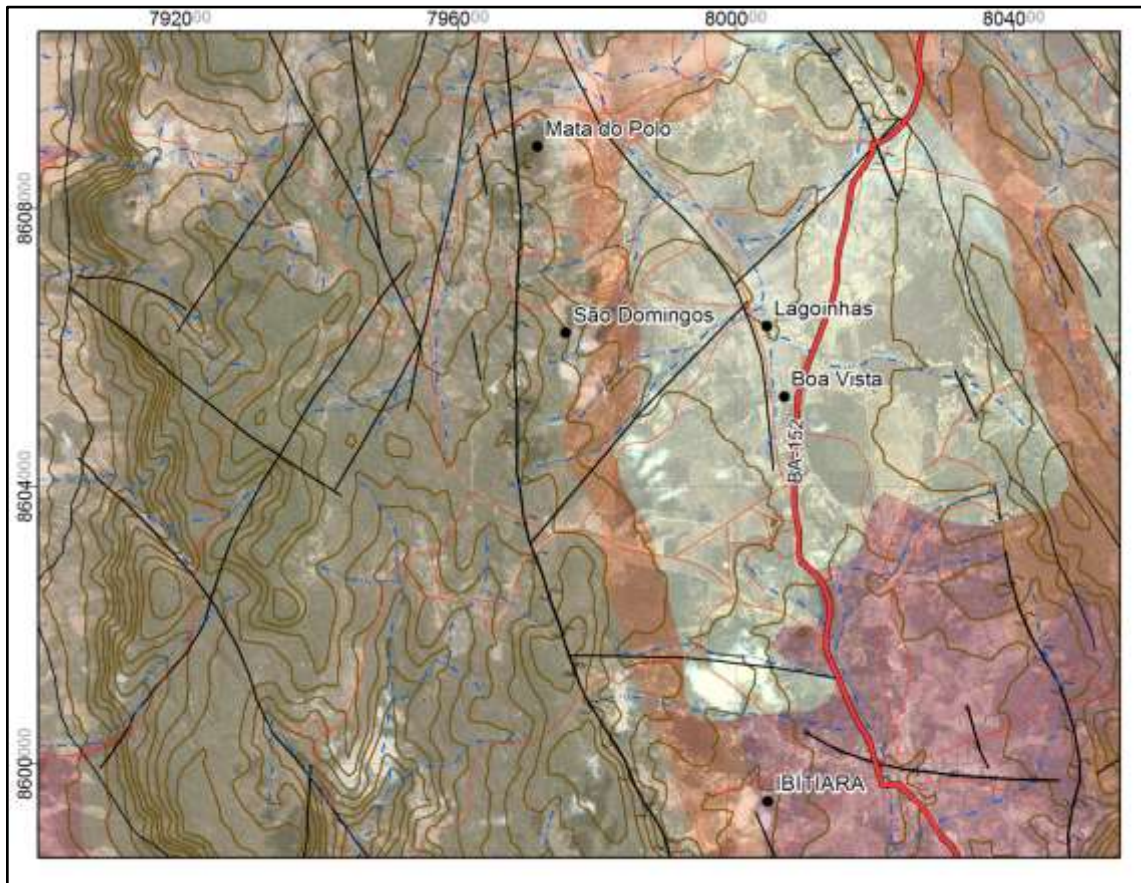


Figura 11: Mapa geológico confeccionado no *ESRI® ArcMap™ 10.0*, com os elementos utilizados: fotografia aérea, base cartográfica e base geológica.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F.F.; MARTINS NETO, M.A.A. (2001). A Bacia Intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: PINTO, C. P.; MARTINS NETO, M. A. (Eds.). A Bacia do São Francisco: geologia e recursos minerais. Belo Horizonte: SBG. p. 9-30.
- ALKMIM, F.F.; BRITO-NEVES, B. B.; ALVES, J.A.C. (1993). Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – uma revisão. In: DOMINGUEZ, J. M. L., MISI, A. (Eds.). O Cráton do São Francisco. Salvador: SBG, SGM, CNPq. p. 45–62.
- ALMEIDA, F.F.M. (1967). Origem e evolução da plataforma brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Ministério de Minas e Energia, Rio de Janeiro, v. 241, 36 p.
- ALMEIDA, F.F.M. (1977). O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, v. 7, p. 349-364.
- BÁLLICO, M.B.; SCHERER, C.S.S.; MAGALHÃES, A.J.C.; ZANATTA, A.S. (In. Prep) Depositional Sequences and Facies Analysis in Continental and Estuarine Systems of the Upper Tombador Formation, Mesoproterozoic, Chapada Diamantina, Brazil.
- BARBOSA, J. S.F.; DOMINGUES, J.L. (Coord.) (1994). Mapa Geológico do Estado da Bahia ao Milionésimo. Escala 1:1.000.000. Salvador: SICM/SGM.
- BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. (2004). Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. Precambrian Research, v. 133, p. 1-27.
- BLAIR, T.C.; MCPHERSON, J.G. (1994a). Alluvial fan processes and forms. In: Abrahams, A. D., Parsons, A. (Eds.), Geomorphology of Desert Environments p. 354-402. London: Chapman & Hall.
- BLAIR, T.C.; MCPHERSON, J.G. (1994b). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. Journal of Sedimentary Research, v. 64(3), p. 451–490.
- BLAIR, T.C. (2000). Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood dominated Hells Gate alluvial fan, Death Valley, California. Sedimentary Geology, v. 132, p. 233-262.
- BOSE, P.K.; SARKAR, S.; MUKHOPADHYAY, S.; SAHA, B.; ERIKSSON, P. (2008). Precambrian basin-margin fan deposits: Mesoproterozoic Bagalkot Group, India.

Precambrian Research, v. 162, p. 264-283. DOI: 10.1016/j.precamres.2007.07.022.

BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R.A. (1999). From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, Ottawa, v. 22(3), p. 155-166.

CAMPOS NETO, M.C. (2000). Orogenic systems from Southwestern Gondwana. An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G., MILANI E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Eds.). *Tectonic evolution of South America. 31st International Congress Geology, 2000. Rio de Janeiro.* p. 335-365.

CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASE, M.A.S. (2000). Crustal evolution of South American Platform. In: CORDANI, U.G., MILANI E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Eds.). *Tectonic evolution of South America. 31st International Congress Geology, 2000. Rio de Janeiro,* p.19-40.

CRUZ, S.C.P.; ALKMIM, F.F. (2006). The Tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco craton region, Eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 78, p. 151-173.

DALRYMPLE, R.W.; NARBONNE, G.M.; SMITH, L. (1985). Eolian action and the distribution of Cambrian shales in North America. *Geology*, v. 13, p. 607–613.

DELGADO, I.M.; SOUZA, J.D.; SILVA, L.C.; FILHO, N.C.S, SANTOS, R.A.; PEDREIRA, A.J.; GUIMARÃES, J.T.; LUIZ A.A.; VASCONCELOS, A.M.; GOMES, I.P.; FILHO, J.V.L.; VALENTE, C.R.; PERROTTA, M.M.; HEINECK, C.A. (2003). *Geotectônica do Escudo Atlântico.* In: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds.) *.Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília: CPRM.*

DAVIES, N.S.; GLIBING, M.R. (2010). Cambrian to Devonian evolution of alluvial systems: The sedimentological impact of the earliest land plants. *Earth-Science Reviews*, v. 98, p. 171-200.

DONALDSON, J.A., ERIKSSON, P.G., ALTERMANN, W. (2002). Actualistic versus non-actualistic conditions in the Precambrian: a reappraisal of an enduring discussion. In: ALTERMANN, W., CORCORAN, P. L. (Eds.), *Precambrian Sedimentary Environments: a modern approach to ancient depositional systems.* Oxford: Blackwell, p. 3-13.

- ELS, B.G.; MAYER, J.J. (1998). Coarse clastic tidal and fluvial sedimentation during a large Late Archaean sea-level rise: the Turffontein Subgroup in the Vredefort Structure, South Africa. *Tidalites Processes and Products*, SEPM Society for Sedimentary Geology, v. 61, p. 154-165.
- ERIKSSON, P. G., CONDIE, K. C., TIRSGAARD, H., MUELLER, W. U., ALTERMANN, W., MIAL, A. D., ASPLER, L. B. , CATUNEANU, O., CHIARENZELLI, J. R. (1998). Precambrian clastic sedimentation systems. *Sedimentary Geology*, v. 120, p. 5-53.
- ERIKSSON, P.G.; CATUNEANU, O.; NELSON, D.R.; MUELLER, W.U.; ALTERMANN, W. (2004). *The Precambrian Earth: tempos and events*. Amsterdam: Elsevier, 941 p.
- GOSWANI, P. K.; MISHRA, J. K. (2013). Climatic and tectonic controls on the sedimentary processes of an alluvial fan of the western Ganga Plain, India. *Geological Magazine*, v. 150(2), p. 240-253. DOI: 10.1017/S0016756812000490.
- GUIMARÃES, J.T.; SANTOS, R.A.; MELO, R.C. (2008). *Geologia da Chapada Diamantina Ocidental (Projeto Ibitiara-Rio de Contas)*. Salvador: CPRM & CBPM, Série Arquivos Abertos, 2008, v. 31, 68 pp.
- GUIMARÃES, J.T. (1996). *A Formação Bebedouro no estado da Bahia: faciologia, estratigrafia e ambientes de sedimentação*. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia.
- HARTLEY, A.J.; MATHER, A.E.; JOLLEY, E.; TURNER, P. (2005). Climatic controls on alluvial-fan activity, Coastal Cordillera, northern Chile. In: HARVEY, A. M., MATHER, A. E., STOKES, M. (Eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology Sedimentology, Dynamics*. London: Geological Society, v.251, 95-115.
- INDA, H.A.V.; BARBOSA, J.F. (1978). *Mapa geológico do estado da Bahia*. Escala 1:1.000.000. Salvador: Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia/CBPM.
- KÖYKKÅ, J. (2011) The sedimentation and paleohydrology of the Mesoproterozoic stream deposits in a strike-slip basin (Svinsaga Formation), Telemark, southern Norway. *Sedimentary Geology*, v. 236, p. 239-255.
- MIAL, A.D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Heidelberg: Springer, 582 p.
- MIAL, A.D. (1984). Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Review*, v. 22, p. 261-308.

- MUELLER, W.U.; CORCORAN, P.L. (1998). Late-Orogenic basins in the Archaean Superior Province, Canada: characteristics and inferences. *Sedimentary Geology*, v. 120, p. 177-203.
- PEDREIRA, A.J. (1994). O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica. Tese (Doutorado em Geociências). São Paulo: Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo – USP.
- PEDREIRA, A.J.; DE WAELE, B. (2008). Contemporaneous evolution of the Paleoproterozoic- Mesoproterozoic sedimentary basins of the São Francisco-Congo Craton. In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B.; DE WIT, M. J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. London: Geological Society, v.294, p. 33-48.
- POPE, J.J.; WILKINSON, K.N. (2005). Reconciling the roles of climate and tectonics in Late Quaternary fan development on the Spartan piedmont, Greece. In: HARVEY, A.M.; MATHER, A.E.; STOKES, B.M. (Eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology Sedimentology, Dynamics*. London: Geological Society, v. 251, p. 133-152.
- POWERS, M.C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 23, p. 117–119.
- READING, H.G. (1996). *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, 688p.
- SCHOBENHAUS, C.; KAUL, P.F.T. (1971). Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina- Bahia - Central. *Mineração e Metalurgia*, v. 53, p. 116-120.
- SCHOBENHAUS, C. (1996). As Tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: Revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 26, p. 265-276.
- SØNDERHOLM, M.; TIRSGAARD, H. (1998). Proterozoic fluvial styles: response to changes in accommodation space (Rivieradal sandstones, eastern North Greenland). *Sedimentary Geology*, v. 120, p. 257-274.
- TIRSGAARD, H.; ØXNEVAD, I.E.I. (1998). Preservation of pre-vegetational fluvio-aeolian deposits in a humid climatic setting: an example from the Middle Proterozoic Eriksfjord Formation, southwest Greenland. *Sedimentary Geology*, v. 120, p. 295–317.

- VISERAS, C.; CALVACHE, M.L.; SORIA, J.M.; FERNÁNDEZ, J. (2003). Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology*, v. 50, p. 181-202.
- WALKER, R.G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (Eds), *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 409p.
- WENT, D.J. (2005). Pre-vegetation alluvial fan facies and processes: an example from the Cambro-Ordovician Rozel Conglomerate Formation, Jersey, Channel Islands. *Sedimentology*, v. 52, p. 693-713. DOI: 10.1111/j.13653091.2005.00716.x.
- WILLIAMS, G.E. (2001). Neoproterozoic (Torridonian) alluvial fan succession, northwest Scotland, and its tectonic setting and provenance. *Geological Magazine*, v. 138(2), p. 161-184.
- WIZEVICH, M.C. (1991). Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: MIAL, A.D. & TYLER, N. (Eds), *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa: SEPM Geology, p. 22-24.

6. ARTIGO CIENTÍFICO



Ezequiel Galvão <ezequiel.geol@gmail.com>

[GUSPSC] Agradecimento pela submissão

Nanci Iurico Assakura <publigc@usp.br>
Responder a: Sr de Souza <ezequiel.geol@gmail.com>
Para: Sr de Souza <ezequiel.geol@gmail.com>

8 de janeiro de 2015 12:49

Sr de Souza,

Agradecemos a submissão do trabalho "Modelo e arquitetura deposicional de leques aluviais proterozoicos da Formação Ou-ricuri do Ouro, Chapada Diamantina-BA." para a revista Geologia USP, Série Científica. Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://submissao.ppegeo.igc.usp.br/index.php/gusp/c/author/submissao/256>

Login: ezequielgeo

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Nanci Iurico Assakura
Geologia USP, Série Científica

Geologia USP, Série Científica
<http://submissao.ppegeo.igc.usp.br/index.php/gusp/c>

Título:

Modelo e arquitetura deposicional de leques aluviais proterozoicos da Formação Ouricuri do Ouro, Chapada Diamantina-BA.

Depositional model and architecture of alluvial fans in Ouricuri do Ouro Formation, Chapada Diamantina-BA.

Estudo de leques aluviais da Fm. Ouricuri do Ouro.

Autores e Instituição de origem:

Ezequiel Galvão de Souza – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Claiton Marlon dos Santos Scherer – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Manoela Bettarel Bállico – Universidade Federal de Santa Catarina

Lucas de Magalhães May Rossetti – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Adriano Domingos dos Reis – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Endereço completo do autor principal:

Avenida Bento Gonçalves, nº 9500 – Prédio 43137

CEP: 91.501-970 Caixa Postal: 15.001

Porto Alegre/RS - Brasil Telefone: (51) 3308-6921

E-mail de todos os autores:

ezequiel.souza@ufrgs.br

claiton.scherer@ufrgs.br

manu_geors@yahoo.com.br

lucasross@hotmail.com

a_d_reis@hotmail.com

Número de palavras: 8.877

Total de figuras: 12

RESUMO

A Fm. Ouricuri do Ouro (Proterozóico, Bacia Espinhaço) na porção NW da Chapada Diamantina/BA, Brasil, é interpretada como um sistema de leques aluviais constituído por quatro associações de fácies: *i*) Depósitos proximais dominado por fluxos de detritos não-coesivos; *ii*) Inundações em lençol proximais; *iii*) Inundações em lençol intermediárias; *iv*) Planícies arenosas de inundações distais. A sedimentação na porção basal da unidade ocorre em três ciclos granodecrescentes, marcados pela entrada de espessos pacotes de fluxos de detritos que gradam para depósitos relacionados a inundações em lençol proximais. Na porção superior ocorre o predomínio de inundações em lençol, associadas a enxurradas nas cabeceiras que resultam em descargas rápidas e desconfiadas nas porções intermediárias e distais. A partir do empilhamento vertical da Formação Ouricuri do Ouro na região de estudo, pode-se notar uma retrogradação do sistema de leques. Tal padrão é observado na sobreposição dos depósitos proximais pelos distais, marcando uma mudança na dinâmica do sistema de leques e, conseqüentemente, nos processos sedimentares dominantes. Esta retrogradação sugere uma diminuição do gradiente regional e deve ser resultado de um declínio da atividade tectônica ou do recuo do sistema de falhas de borda da bacia. Entretanto, ao contrário dos ciclos progradação e granocrescentes comumente descritos em sucessões de fácies de leques aluviais, a presença de ciclos granodecrescentes de mais alta frequência sugere também um controle climático. Os ciclos granodecrescentes são resultantes da progressiva diminuição na capacidade e competência do fluxo, associado a decréscimo do escoamento de águas superficiais (*runoff*) ao longo tempo.

Palavras-chave: Bacia Espinhaço; Proterozóico; Fácies; Leques aluviais.

ABSTRACT

The Ouricuri do Ouro Formation (Proterozoic, Espinhaço Basin) in NW region of Chapada Diamantina/BA, Brazil, is interpreted as an alluvial fan system composed by four facies associations: *i*) Proximal deposits non-cohesive debry-flow dominated *ii*) Proximal sheetfloods; *iii*) Intermediate sheetfloods; and *iv*) Distal sandy flood plains. The sedimentation in the lower part of the unity occurs in three fining-upward cycles, characterized by the appearance of thick debry-flow deposits that grade to deposits related to proximal sheetfloods. The upper portion is sheetflood dominated, associated to flash floods in the upstream that result in unconfined sheetfloods in the downstream. A retrogradation of alluvial system can be observed from vertical stacking of Ouricuri do Ouro Formation. This pattern is observed in the overlapping of proximal deposits by distal deposits, marking a change in alluvial system dynamic and, consequently, in dominant sedimentary process. This retrogradation indicate a regional gradient decrease and should be a product of tectonic activity decline or backfaulting of basin margin. However, in contrast to progradational coarsening-upward cycles commonly described in succession of alluvial fans facies, the occurrence of high frequency fining-upward cycles suggests a climatic control influence. The fining-upward cycles are results of the progressive waning of flow capacity and competence, associated to the runoff decrease across time.

Keywords: Espinhaço Basin; Proterozoic; Facies; Alluvial Fans.

INTRODUÇÃO

Modelos sedimentares clássicos de leques aluviais são baseados preferencialmente em ocorrências fanerozóicas e na observação de processos e produtos do recente (Eriksson et al., 1998), existindo poucos estudos de caso de sistemas proterozóicos. Entretanto, a natureza dos ambientes deposicionais pré-cambrianos diferencia-se dos fanerozóicos, resultando em características significativamente distintas. Os depósitos de leques aluviais paleoproterozóicos têm como principal característica a ausência de vegetação, que afeta as assinaturas sedimentológicas e geomorfológicas da bacia hidrográfica, alterando os processos hidráulicos e de deposição (Davies e Glibing, 2010). Estes processos são os mesmos que atuam no Fanerozóico, porém, apresentavam taxas e intensidades diferentes no Proterozóico (Donaldson et al., 2002; Eriksson et al., 2004).

Depósitos proterozóicos de leques aluviais são raros no registro geológico, existindo poucas bacias no globo que apresentam estratos preservados desta idade. Além disso, existe dificuldade de reconhecimento das fácies em terrenos antigos sujeitos à deformação e/ou ao grau avançado de diagênese. Analisar os processos sedimentares e entender a arquitetura de fácies e empilhamento estratigráfico de sucessões deposicionais proterozóicas torna-se um desafio em decorrência da natureza fragmentada do registro.

Compreender quais são os controles primários no desenvolvimento de leques aluviais é um dos principais objetivos de estudos sedimentológicos e geomorfológicos da literatura (e.g. Goswani e Mishra, 2013; Viseras et al., 2003; Williams, 2001; Blair, 2000; Blair e McPherson, 1994a, 1994b; Pope e Wilkinson, 2005; Hartley et al., 2005). A atividade tectônica e o clima são os principais fatores controladores da sedimentação em leques aluviais, mas como estes fatores modularam a sedimentação no Pré-Cambriano é pouco claro. Entretanto, sabe-se que a atividade tectônica influencia no desenvolvimento do leque através do soerguimento e manutenção do relevo acidentado, propiciando alta disponibilidade de sedimentos e aumentando a competência dos sistemas de drenagem na região. Já o papel do clima como fator controlador é amplamente discutido, porém, é de consenso que este influencia no intemperismo das rochas, na geração de sedimentos e na capacidade dos mecanismos de transporte.

O presente estudo propõe a análise da Fm. Ouricuri do Ouro, visando elaborar um modelo que contemple a distribuição e ligação genética entre as zonas geomorfológicas do sistema deposicional, bem como a atuação dos fatores controladores nos processos predominantes. Para tal objetivo, o estudo baseou-se no levantamento de afloramentos e testemunhos na região de Ibitiara/BA, onde a Formação apresenta as principais exposições, buscando a interpretação faciológica detalhada e o reconhecimento dos processos deposicionais atuantes. Os depósitos continentais da Formação Ouricuri do Ouro representam a sedimentação inicial da Bacia Espinhaço, inseridos no contexto de abertura da bacia do tipo rifte no Paleoproterozóico do Cráton São Francisco.

CONTEXTO GEOLÓGICO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Cráton do São Francisco (CSF - Almeida, 1967; 1977), em conjunto com o Cráton do Congo, formava uma massa continental estável e que teve sua separação durante a abertura do Oceano Atlântico (Pedreira e De Waele, 2008). Estes núcleos cratônicos tornaram-se estabilizados durante os eventos Trans-Amazônico (América do Sul) e Eburniano (África), e submetidos a uma sucessão de eventos posteriores ao longo de suas margens, incluindo os formadores do Supercontinente Rodínia e os eventos orogênicos neoproterozóicos (Pan-Africano/Brasiliano), sendo estes últimos responsáveis pelo retrabalhamento dos limites do CSF, originando as Faixas Móveis circundantes: Brasília, Araçuaí, Sergipana, Rio Preto e Riacho do Pontal (Pedreira e De Waele, 2008; Fig.1).

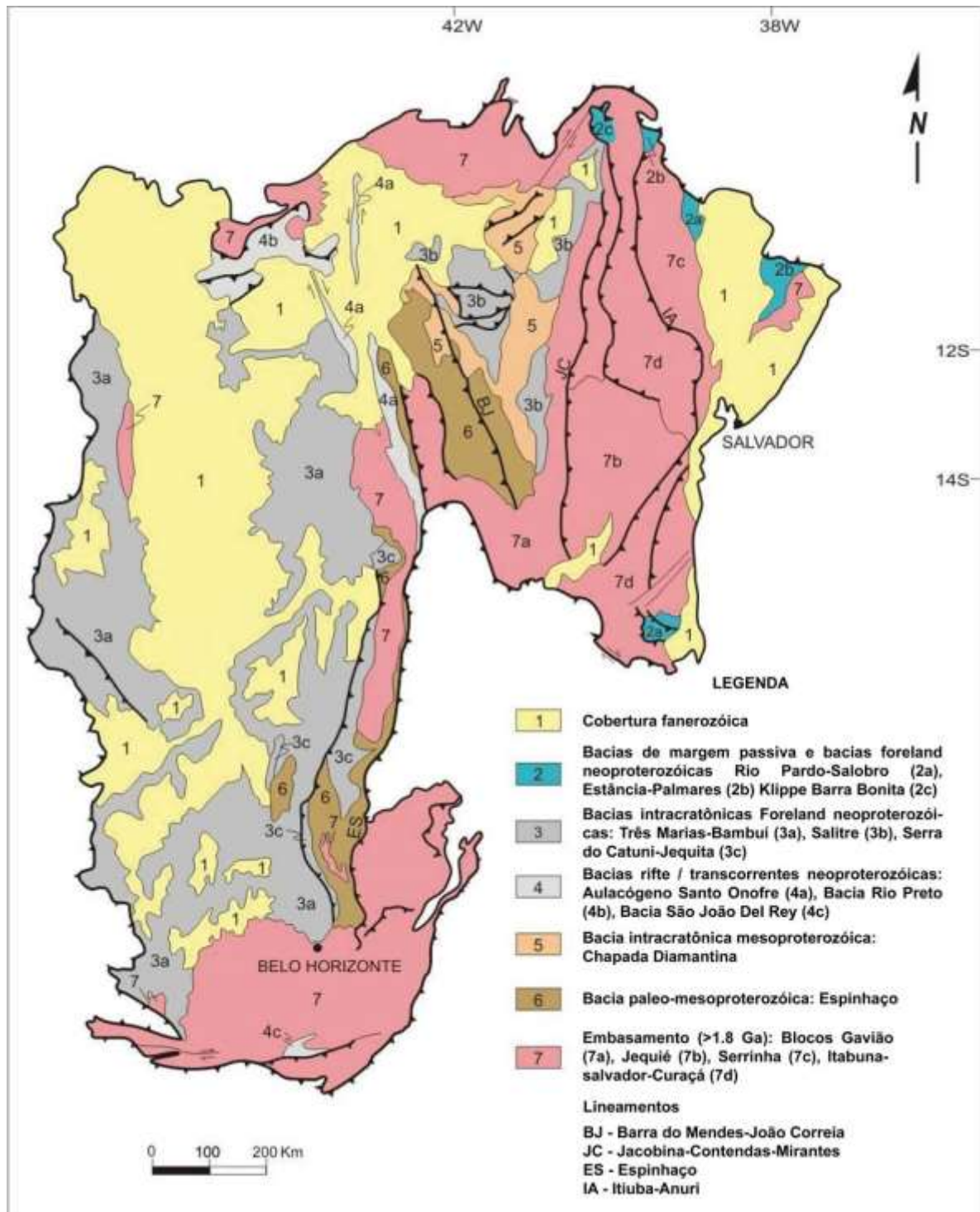


Figura 12: Mapa Geológico simplificado do Cráton do São Francisco (Modificado de Delgado *et al.*, 2003).

Entre 1,8-1,6 Ga, o regime extensivo Estateriano promoveu o rifteamento continental na porção central do CSF. Alguns destes riftes foram abortados durante o Calimiano (1,6-1,4 Ga), formando bacias-sag nas quais foram depositadas rochas vulcânicas e sedimentares que compõe o Supergrupo Espinhaço (Delgado *et al.*, 2003; (Pedreira e De Waele, 2008). O Aulacógeno do Paramirim é um domínio morfotectônico localizado a norte do CSF, separado pelo Corredor do Paramirim da Bacia do São Francisco. Sua evolução corresponde a duas bacias rift intracratônicas, superpostas e parcialmente invertidas, preenchidas principalmente por metassedimentos proterozóicos (Schobbenhaus, 1996; Cruz e Alkmim, 2006). A Bacia Espinhaço, do tipo rift-*sag*, é preenchida pelos depósitos do Supergrupo Espinhaço,

enquanto a Bacia Chapada Diamantina, do tipo sinéclise, é preenchida pelos depósitos do Supergrupo São Francisco.

O Supergrupo Espinhaço é aflora em três domínios distintos: Serra do Espinhaço Meridional, Serra do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina. O primeiro e o segundo domínio localizam-se a oeste do Corredor de Deformação do Paramirim, e o terceiro localiza-se a leste. No domínio Chapada Diamantina, região do presente estudo, o Supergrupo é dividido em três grupos: Grupo Rio dos Remédios, Grupo Paraguaçu e Grupo Chapada Diamantina (Fig. 2).

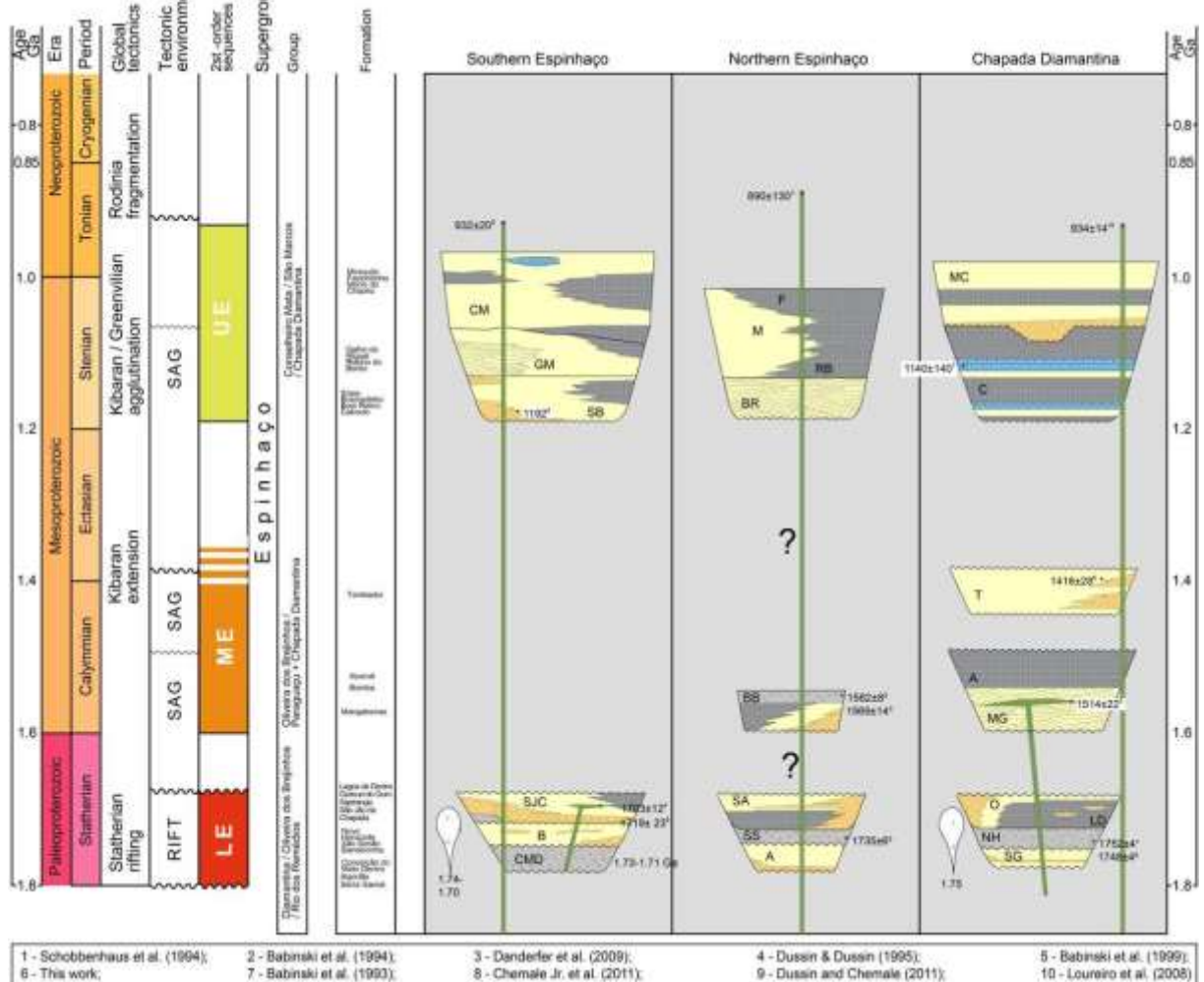


Figura 13: Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço (Guadagnin et al., *in prep.*).

O Grupo Rio dos Remédios é composto por rochas vulcânicas ácidas e conglomerados polimíticos, depositados durante a fase rifte. No Grupo Paraguaçu estão inseridos os arenitos eólicos e marinhos raso (Fm. Mangabeira e Fm. Açuruá), depositados durante a transição para a fase sag. Já o Grupo Chapada Diamantina representa a fase sag, composta por depósitos continentais e marinhos rasos (Fm. Tombador, Fm. Caboclo e Fm. Morro do Chapéu). A Formação Ouricuri do Ouro representa os conglomerados polimíticos da fase rifte e foi definida por Schobbenhaus e Kaul em 1971, como:

“Metaconglomerado basal, polimicto, mal classificado, em geral muito resistente, formado por seixos e matacões bem arredondados de quartzitos, quartzo leitoso, gnaisses, itabirito e metaefusiva ácida, em matriz arenosa, arcossiana, areno-argilosa ou quartzo-sericítica. Predominam, geralmente, os seixos e matacões de quartzitos e quartzo leitoso. Localmente, contém pequenas intercalações de quartzito

conglomerático, metarcósio e metaefusiva ácida. Sua espessura varia de 0 a 150 metros.”

Ainda, segundo os mesmos autores, a Formação Ouricuri do Ouro possuía contato gradacional com a unidade superior (Fm. Mangabeira) e estava comumente associada sobre o Complexo migmatítico-granítico. Diversos estudos seguintes (Inda e Barbosa, 1978; Barbosa e Dominguez, 1994; Pedreira, 1994) enriqueceram, porém não modificaram a definição proposta por Schobbenhaus e Kaul.

O presente trabalho baseou-se no levantamento de seções colunares em sete afloramentos localizados nos arredores da cidade de Ibitiara/BA. Além disto, foram descritos quatro testemunhos fornecidos pela empresa Yamana Gold, também localizados próximo ao município.

A geomorfologia desta região compõe um relevo acidentado, de serras e vales longos e estreitos, alinhados na direção NW-SE, com cotas variando de 1.200 a 2.033 metros. A espessura máxima estimada da Fm. Ouricuri do Ouro, na região de Ibitiara e Mocambo, é 550 metros (Guimarães, 2008).

METODOLOGIA

Para o desenvolvimento do presente trabalho foram utilizadas técnicas de laboratório e trabalhos de campo. A análise prévia de mapas e fotografias aéreas, aliada à revisão bibliográfica, permitiu o reconhecimento de possíveis áreas para realização dos trabalhos de campo e uma breve noção sobre a litologia da Formação.

A aquisição de dados foi realizada em 12 dias de campo divididos em duas etapas, nos quais sete afloramentos e quatro testemunhos foram descritos, totalizando 391 metros de seção colunar levantados em escala 1/100 ou 1/50, com 24 medidas de paleocorrentes e 3 fotomosaicos. Para o levantamento das seções colunares foram observados o tamanho de grão, a mineralogia, estruturas sedimentares, geometria das camadas e suas superfícies limítrofes.

Os afloramentos estudados situam-se na estrada entre o município de Ibitiara e o povoado de Mocambo, sendo possível sobrepor os mesmos de acordo com o mergulho das camadas (Fig. 3). As camadas de rocha da Formação nesta região estão inclinadas para NW, com ângulo de mergulho variando de 5 a 20°. As paleocorrentes foram obtidas principalmente em arenitos com estratificação cruzada tangencial ou com laminações cruzadas de marcas onduladas. As paleocorrentes que apresentaram camadas com ângulo de mergulho maior que 11° foram corrigidas.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Litofácies

A partir do estudo na região de Ibitiara/BA, as rochas da Fm. Ouricuri do Ouro puderam ser classificadas detalhadamente em nove litofácies distintas. De forma geral as rochas dividem-se em conglomerados, arenitos e pelitos, com predomínio das fácies conglomeráticas em relação aos arenitos, e ocorrência subordinada dos pelitos.

Gcm – Conglomerado clasto-suportado

Descrição: Consiste em conglomerados clasto-suportados, polimíticos, maciços, localmente com gradação inversa ou normal, dispostos em camadas tabulares e amalgamadas, com espessuras de 0,5 a 6m (Fig. 4a e 5a). Os conglomerados clasto-suportados ocorrem principalmente na porção basal da unidade e os corpos são limitados por superfícies irregulares, subparalelas e fracamente erosivas, localmente marcadas por níveis arenosos. A população de clastos é mal selecionada, com granulometria variando de grânulo a matacão, predominando blocos de 10 a 20cm, sub-angulosos a bem-arredondados. A composição dos

clastos é predominantemente de arenitos, com ocorrência subordinada de quartzitos brancos, quartzitos rosa e algumas ocorrências localizadas de clastos de BIF's. Por vezes, ocorrem matações dispersos, bem como clastos sub-verticais, orientados perpendicularmente às camadas. Comumente os pacotes são sobrepostos por arenitos grossos a conglomeráticos, com espessura variável, que podem ocorrer também como lentes.

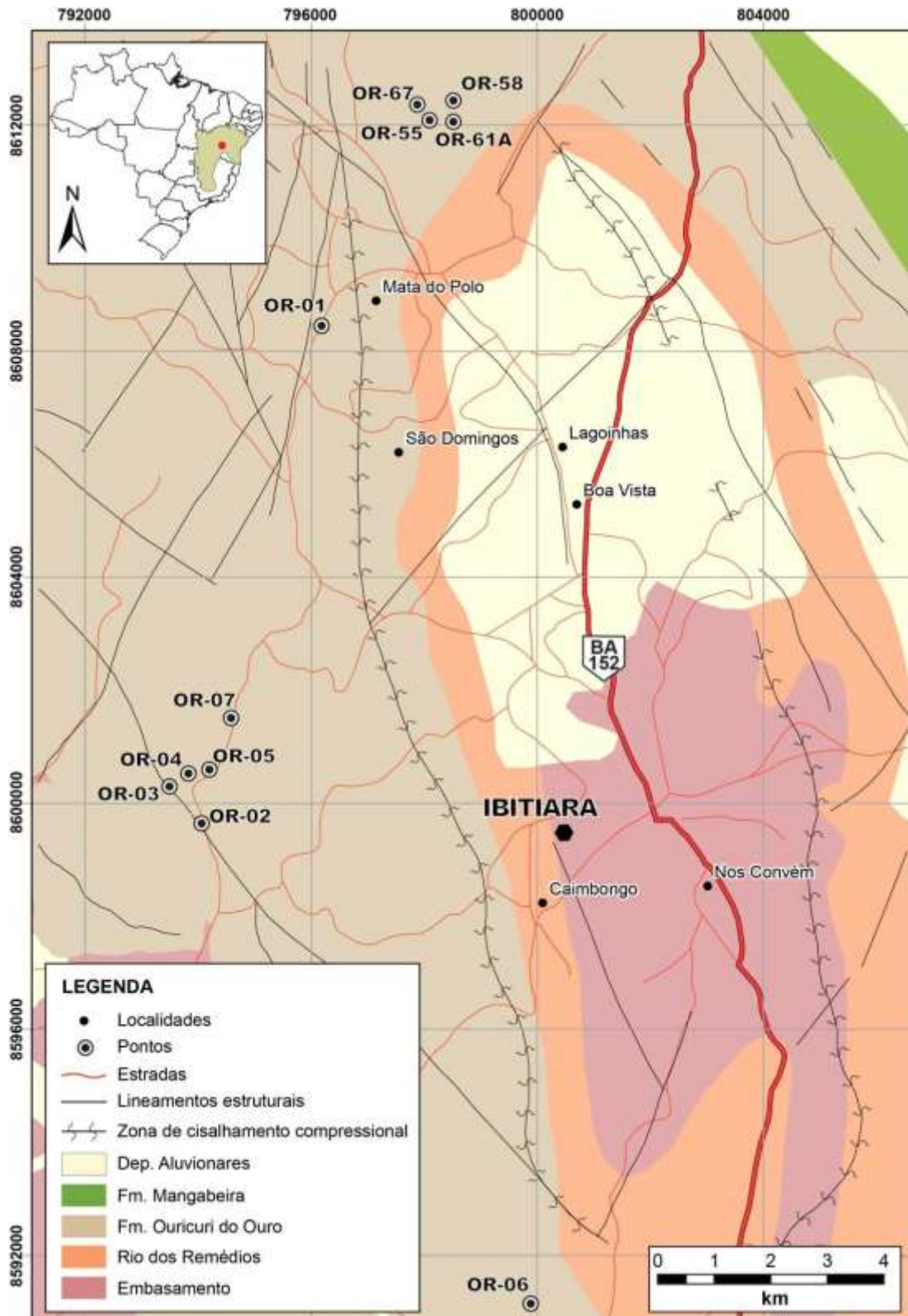


Figura 14: Mapa de localização da região de estudo.

Interpretação: Conglomerados clasto-suportados, com estrutura maciça e clastos mal selecionados representam fluxos de detritos não-coesivos e pseudo-plásticos (Lowe, 1979). Representam fluxos gravitacionais nos quais a mistura de uma alta carga de sedimentos aliada a pequenas porcentagens de fluido move-se sob ação da gravidade (Jhonson e Rahn, 1970; Fisher, 1971; Varnes, 1978; Blair e McPherson, 1994a). Os sedimentos são suportados pela alta densidade e força do fluxo, causada por forças coesivas, dispersivas e de empuxo (Middleton e Hampton, 1976; Costa, 1984, 1988; Blair e McPherson, 1994a). A ausência de sedimentos finos torna o comportamento dos fluxos plástico e pouco ou não-coesivos, sendo o transporte de sedimentos feito principalmente pela fricção entre os grãos a partir da pressão dispersiva.

A deposição de conglomerados clasto-suportados com gradação inversa indica respostas diferentes às forças dispersivas e de empuxo, em que clastos maiores tendem a concentrar-se nos limites superior e frontal dos fluxos, devido à diferença de densidade entre estas as partículas e o material que as envolve (Nemec e Steel, 1984). Já a ocorrência de clastos sub-verticais e matacões dispersos na camada sugerem que o fluxo de detritos foi laminar antes da deposição (Fisher, 1971; Enos, 1977; Sohn, 1999).

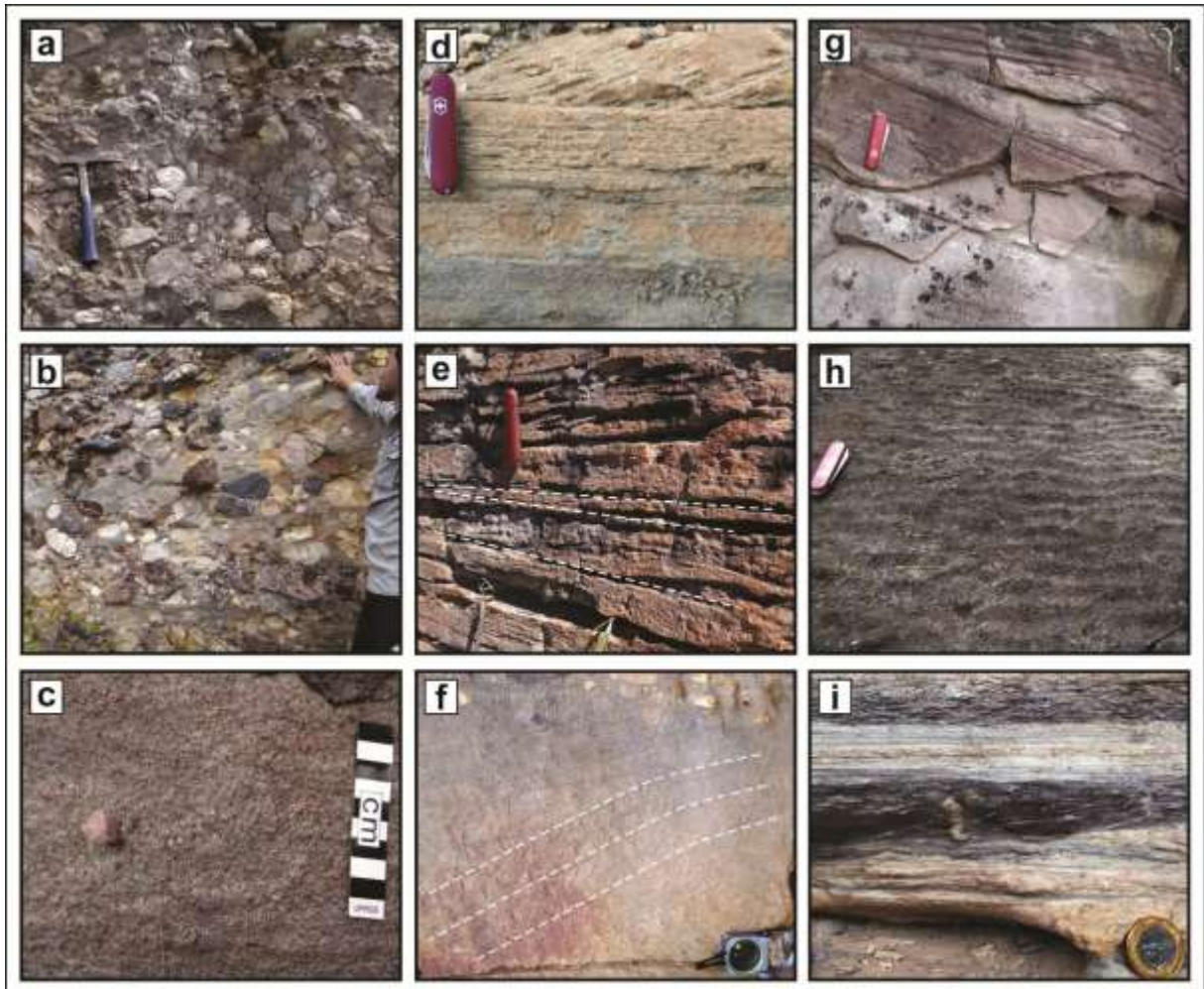


Figura 15: Litofácies descritas nos afloramentos da região de estudo: Gcm (a), Gsm (b), Sm (c), Sh (d), Sl (e), Ss (f), St (g), Sr (h) e Fl (i).

Gsm – Conglomerado suportado por arcabouço arenoso

Descrição: Consistem em conglomerados mal selecionados, polimíticos, arcabouço-suportados, maciços e dispostos em camadas tabulares de 0,5 a 4m (Fig. 4b e 5b). Clastos imbricados com os eixos maiores paralelos a direção do fluxo (a.(p) a.(i)) ocorrem localmente na base das camadas, porém predomina o contato pontual entre os grãos. O arcabouço é

constituído principalmente por areia grossa a grânulo, com grãos angulosos e de baixa esfericidade. A composição dos clastos é similar a fácies *Gcm*, porém o tamanho dos clastos diminui sutilmente (≤ 17 cm). Em algumas porções a fácies apresenta intercalações ou lentes de conglomerados clasto-suportados, com contatos abruptos e não erosivos. Esta litofácies tem ocorrência subordinada nos afloramentos, porém é predominante nos testemunhos.

Interpretação: Os depósitos de conglomerados arcabouço-suportados são interpretados como fluxos de detritos pouco coesivos (Todd, 1989; Lowe 1979, 1982), onde os clastos maiores são sustentados pelo empuxo e coesão do arcabouço arenosos, ao invés da pressão dispersiva entre os grãos. Estes fluxos apresentam comportamento plástico, devido à alta quantidade de sedimentos, com movimentos internos predominantemente laminares, porém, a predominância da textura grossa e ocorrência de matacões no arcabouço, indica que forças atribuídas à pressão dispersiva e ao empuxo também atuaram no transporte e deposição dos sedimentos (Went, 2005). A presença de clastos imbricados, com o eixo maior paralelo ao fluxo, é comum em depósitos de fluxos de detritos não coesivos, em que a transferência do momento sólido-sólido é dominante, e os clastos são forçados paralelamente à tensão cisalhante da colisão grão com grão (Rees, 1968; Postma et al., 1988; Todd, 1989, 1996). A ocorrência alternada com *Gcm* sugere uma relação entre os processos deposicionais destas fácies, onde o aumento da proporção de areia e a diminuição na ocorrência de clastos maiores é decorrente da redução do gradiente topográfico, da diminuição da energia da corrente, do desconfinamento do fluxo e da perda d'água por infiltração e/ou evaporação (Batezelli e Basilici, 2007).

Sm – Arenito médio a conglomerático maciço

Descrição: Arenitos médios a conglomeráticos, mal selecionados, com grânulos, e, menos comumente, seixos e blocos (< 10 cm), dispersos ou concentrados na base das camadas (Fig. 4c e 5d). Nos afloramentos os pacotes são lenticulares, variando sua espessura de 0,3m a 4m, enquanto nos testemunhos apresentam níveis conglomeráticos, ou alternam-se a litofácies *Gmm*.

Interpretação: Arenitos maciços são gerados por fluxos hiperconcentrados ou são decorrentes de processos de fluidização pós-deposicionais que obliteram a estratificação original (Miall, 1996). A ocorrência associada a conglomerados sugere que estes arenitos tenham sido depositados através de fluxos hiperconcentrados onde a diminuição na ocorrência de clastos maiores é decorrente da diminuição da energia do fluxo.

St – Arenito fino a muito grosso com estratificação cruzada tangencial

Descrição: Litofácies caracterizada por arenitos finos a grossos, mal selecionados, com estratificação cruzada tangencial em sets de pequeno porte (0,15 a 0,6m) e de maneira geral em camadas tabulares de 0,2 a 4,5m (Fig. 4g e 5f). Alguns sets apresentam bases conglomeráticas, fracamente erosivas, com gradação normal e grânulos e seixos dispersos ou concentrados nos planos de estratificação. Localmente ocorrem sets com intraclastos argilosos dispersos, assim como dobras convolutas.

Interpretação: Os arenitos com estratificação cruzada tangencial são formados pela migração de dunas subaquosas de crista sinuosa, através de processos trativos e em regime de fluxo inferior. Os sets com base conglomeráticas fracamente erosivas e gradação normal estão associados a correntes com alta carga de sedimentos, nas quais os grãos maiores tendem a concentrarem-se na base do fluxo. As dobras convolutas são geradas por mecanismos como fluidização e liquefação, que ocorrem devido a rápidas acumulações de sedimentos acima da camada, gerando pressão nos poros e destruindo a estratificação primária (Lowe, 1975; Owen, 1987; Owen, 2003).

Ss – Arenito muito grosso com estratificação cruzada sigmoidal

Descrição: Caracterizada por uma única ocorrência lenticular com 0,5m de espessura, constituída por arenito grosso, com grânulos dispersos e em níveis, e com estratificação cruzada sigmoidal. Lateralmente, a estratificação grada para cruzada de baixo ângulo (Fig. 4f).

Interpretação: Esta fácies é relacionada à deposição sob condições críticas na passagem para o regime de fluxo superior, onde concentrações elevadas de sedimentos em suspensão prejudicam o desenvolvimento da turbulência no fluxo e também a sua capacidade erosiva. Assim, ocorre o trapeamento de areia sobre cristas arredondadas de dunas, gerando estratificação cruzada sigmoidal (Miall 1996).

Sl – Arenito médio a muito grosso com estratificação cruzada de baixo ângulo

Descrição: Consiste em arenitos médios a muito grossos, mal selecionados, com grânulos e seixos dispersos, e estratificação cruzada de baixo ângulo (<15°). Localmente apresentam níveis conglomeráticos centimétricos (<0,2m), com clastos de até 6cm (Fig. 4e e 5e). Os pacotes são decimétricos (0,2 a 0,5m), podendo ser tabulares, alternando-se às litofácies St, Sm ou Gcm. Por vezes, a litofácies forma ciclos centimétricos (<0,3m) de *fining-upward*, caracterizados pela diminuição do tamanho de grão e mudança na estrutura sedimentar (Sm/Sl ou Sl/Sr).

Interpretação: Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo são interpretados como produtos da migração de formas de leito atenuadas que possuem elevada razão de comprimento de onda/amplitude (Todd, 1996). Tais formas de leito formam-se sob regimes de fluxo unidirecionais transicionais, entre os regimes inferior e superior, através do rastejamento ou queda de grãos (Todd, 1996). O baixo grau de seleção granulométrica aliado a alternância com outras litofácies (Gcm, Sm, St e Sr), resultado da variação no regime de fluxo, indicam uma origem subaquosa para a fácies.

Sh – Arenito muito fino a grosso com laminações horizontais

Descrição: Predomínio de arenitos muito finos a finos, bem selecionados, com laminação horizontal, dispostos em pacotes tabulares decimétricos a métricos (0,2m a 2m) alternando-se com litofácies Sr e Fl (Fig. 4d). Subordinadamente, associados às porções conglomeráticas, desta fácies pode ser constituída por arenitos médios a grossos, mal selecionados, com seixos e blocos (<12cm) dispersos, localmente com níveis de areia muito grossa.

Interpretação: A acumulação desta litofácies ocorre tanto sob condições de regime de fluxo inferior quanto superior. Os arenitos finos a muito finos com laminação horizontais, intercalados com pelitos, são resultantes da deposição das partículas finas por decantação (Olsen, 1988), provavelmente associadas aos estágios finais de fluxos desacelerantes. Por sua vez, os arenitos grossos a conglomeráticos com estratificações plano-paralelas originam-se pelo processo trativo de rolamento das partículas de fundo. Pacotes mais espessos (> 1 m) podem estar associados a eventos de enchentes, onde as condições de energia do fluxo permanecem por horas no estágio crítico.

Sr – Arenito fino a médio com laminações cruzadas de marcas onduladas

Descrição: Arenitos muito finos a finos, bem selecionados, com laminações cruzadas de marcas onduladas, com ângulo de cavalgamento subcrítico, dispostos em pacotes centimétricos (<0,75m), lobulares e com base fracamente erosiva (Fig. 4h). Arenitos deste tipo ocorrem predominantemente associados à litofácies Fl.

Interpretação: Litofácies atribuída à migração de correntes sob condições de aporte sedimentar limitado em um regime de fluxo inferior com baixa intensidade (Allen, 1963). A alternância de marcas onduladas assimétricas e litofácies Fl sugere uma deposição subaquosa que intercala processos trativos e de suspensão (Miall, 1996).

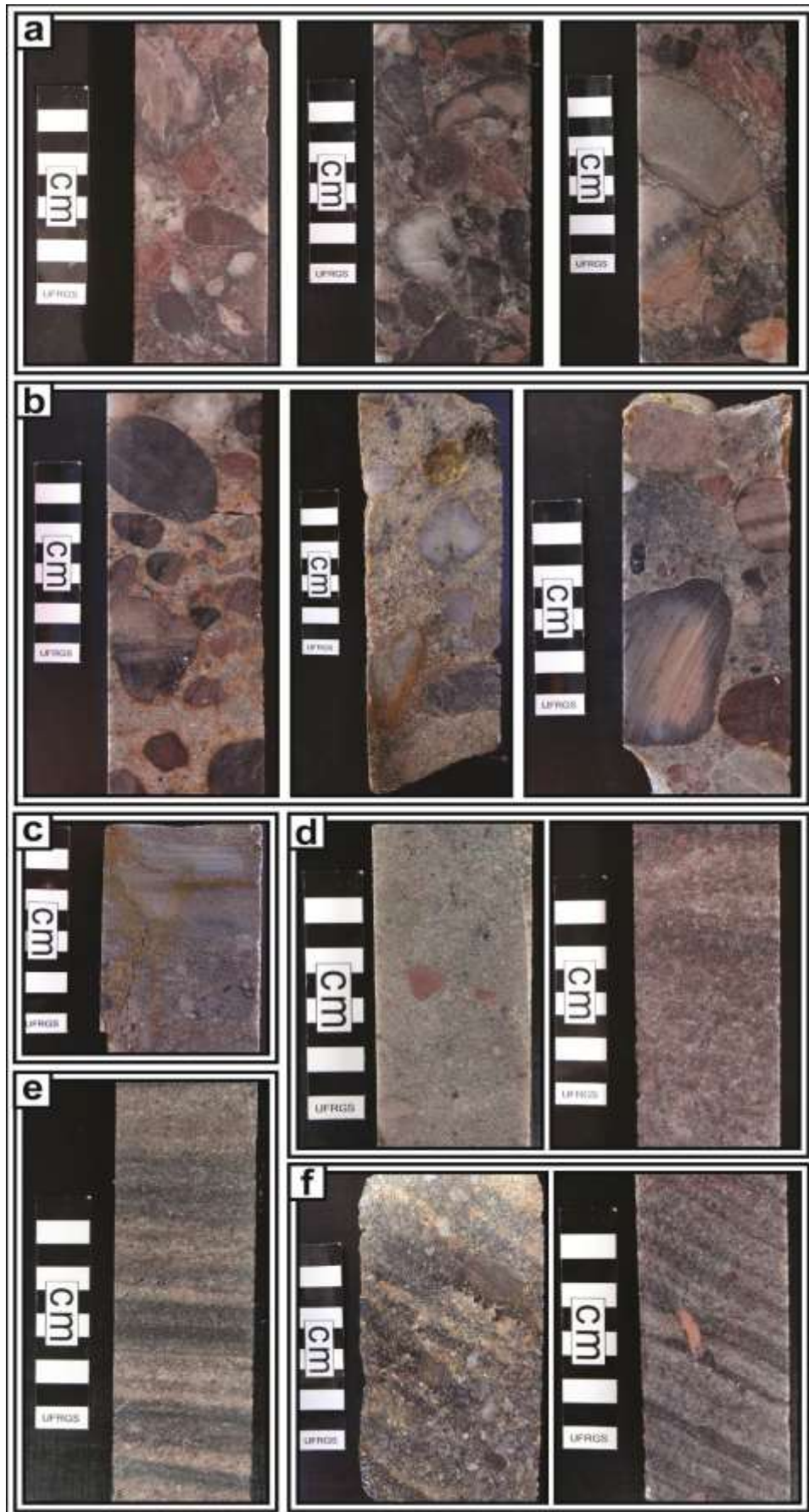


Figura 5: Litofácies encontradas nos testemunhos descritos: Gcm (a), Gsm (b), Fl (c), Sm (d), Sl (e) e St (f).

Fl – Arenito muito fino a siltito com laminações horizontais e gretas de contração

Descrição: Consiste em arenitos muito finos a siltitos, roxos, com laminação horizontal, dispostos em pacotes centimétricos (<0,15cm), tabulares ou lenticulares e com limites abruptos (Fig. 4i e 5c). Localmente a lama é crenulada, formando estruturas côncavas, separadas por micro-fraturas verticais preenchidas por areia.

Interpretação: A presença de sedimentos finos e laminados indica que o processo sedimentar dominante foi a suspensão do material. A lama crenulada e separada por micro-fraturas verticais caracteriza gretas de contração, indicando a exposição subaérea dos sedimentos sujeitando-os a dissecação.

Associações de Fácies

Depósitos proximais dominados por fluxos de detritos não-coesivos

Descrição: Esta associação de fácies é composta por conglomerados clasto e arcabouço suportados (Gcm e Gmm), maciços, mal selecionados, dispostos em camadas de 1 a 6 metros. Ocorre diretamente sobre o embasamento cristalino ou alterna-se com depósitos da associação de fácies de inundações proximais, formando pacotes com espessuras de até 20 metros e extensão lateral de centenas de metros. Os pacotes são amalgamados, limitados por superfícies irregulares e por vezes fracamente erosivas. Arenitos grossos a muito grossos, com seixos e blocos dispersos, maciços (Sm), com estratificação cruzada de baixo ângulo (Sl), tangencial (St) ou sigmoidal (Ss) ocorrem na forma de lentes centimétricas ou intercalados aos conglomerados (Fig. 6).

Interpretação: Os depósitos desta associação de fácies são interpretados como fluxos gravitacionais de sedimentos. A presença de conglomerados clastos e arcabouço-suportados, a ausência de organização interna e a presença de um arcabouço arenoso sugerem a deposição de fluxos de detritos pouco a não coesivos (Nemec e Steel, 1984; Blair e McPherson, 1994a, 1994b). A ocorrência de camadas amalgamadas sugere que os fluxos de detritos consistem em um somatório de fluxos acelerantes (*surge*), em que a deposição ocorre pela agradação de fluxos individuais (Davies 1986, 1990; Major, 1997; Sohn et al., 1999). A presença de bases subhorizontais, irregulares e por vezes erosivas, sugere a ocorrência de fluxos turbulentos nos estágios iniciais do fluxo (Wells e Harvey, 1987).

O predomínio de pacotes conglomeráticos, com intercalações ocasionais de arenitos estratificados, sugere a deposição em canais incisivos (*Incised-Channel*, Blair, 1987) na porção proximal do leque aluvial. Estes canais apresentam alto grau de confinamento e competência das descargas de inundação, sendo constituídos por depósitos de granulometria mais grossa e com pequenas ocorrências de corpos arenosos. A transição lateral e abrupta entre os conglomerados e os arenitos pode ser resultado de uma mudança no fluxo durante o transporte de sedimentos (Sohn et al., 2002). Os arenitos são considerados como depósitos de menor energia, produzidos quando há a diminuição na energia do fluxo, e correntes trativas passam a predominar após o fluxo de detritos (Nemec e Steel, 1984; Rodríguez-López et al., 2012). Tais depósitos foram denominados de *waning-deposits* por Nemec e Steel (1994).

Inundações em lençol proximais

Descrição: Compreende corpos sedimentares com até 25m de espessura, compostos internamente por arenitos muito grossos, mal selecionados, com grânulos e seixos dispersos, maciços (Sm) ou com estratificação cruzada tangencial (St) ou de baixo ângulo (Sl), intercalados a conglomerados clasto e arcabouço-suportados (Gcm e Gmm) (Fig. 7). A intercalação por vezes constitui pacotes granodecrescentes ascendentes, com espessura de 1 a 5m, com conglomerados na base que gradam para arenitos maciços e/ou com estratificação cruzada de baixo ângulo, sobrepostos por arenitos com estratificação cruzada tangencial. A ocorrência

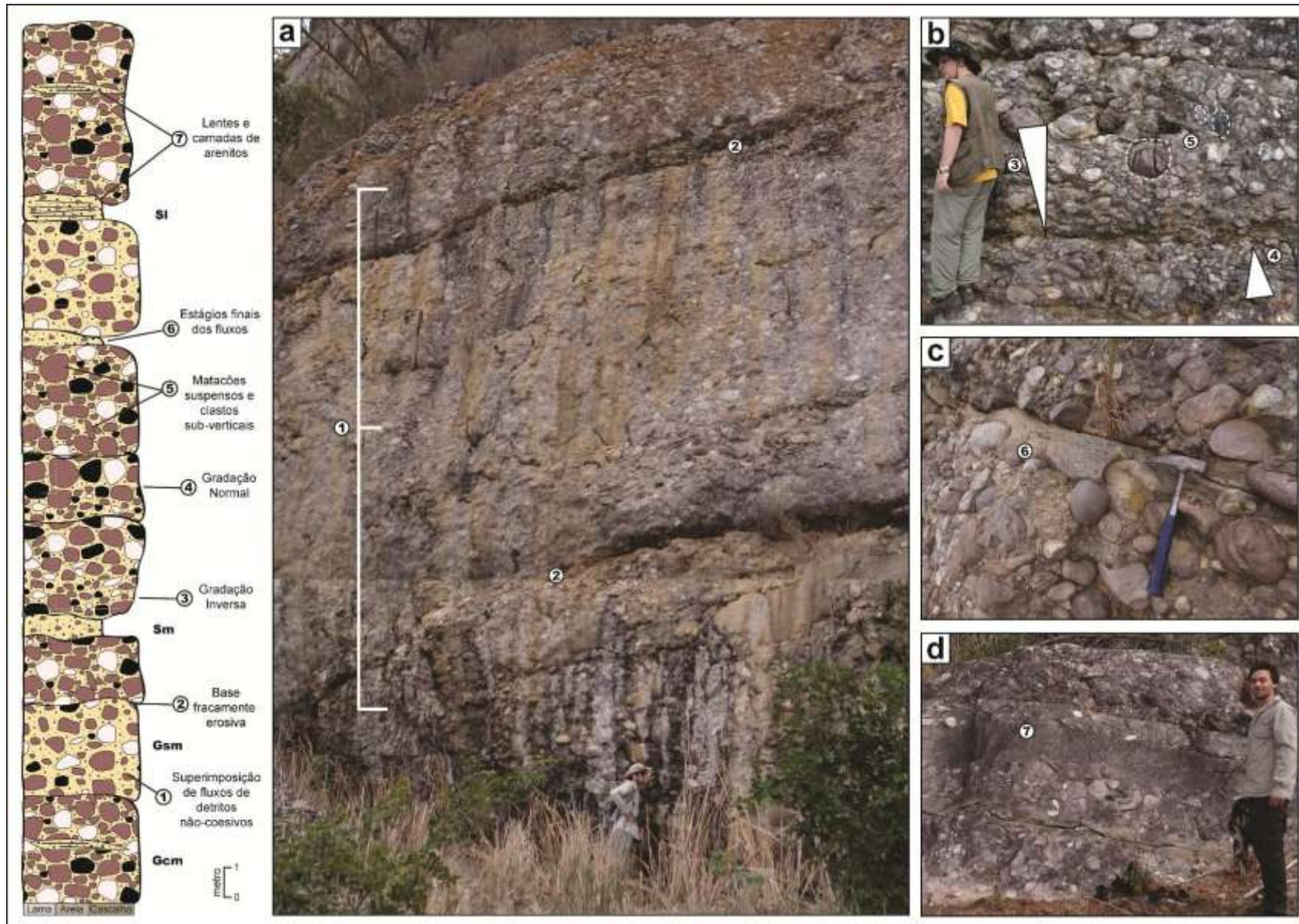


Figura 6: Associação de fácies de depósitos dominados por fluxos de detritos. a) Agradação de pacotes conglomeráticos limitados por superfícies fracamente erosivas; b) Gradação normal (triângulo menor) e inversa (triângulo maior), com a ocorrência de mafacões e clastos sub-verticais (tracejado); c) Níveis arenosos representando estágios finais do fluxo; d) Arenitos em forma de camadas ou lentes intercalados aos conglomerados.

desta associação de fácies é limitada aos testemunhos, alternando-se com os depósitos de fluxos de detritos, não sendo observada nos aforamentos descritos.

Interpretação: Os pacotes desta associação de fácies estão relacionados a fluxos turbulentos que intercalam a fluxos de detritos pouco coesivos e também a fluxos trativos. Os corpos tabulares com a superfície basal fracamente erosiva, bem como a predominância das fácies descritas, sugerem deposição por correntes efêmeras de alta energia, fracamente canalizadas a não confinadas (Nemec e Postma, 1993; Blair 2000). As camadas arenosas amalgamadas podem representar uma série de eventos de inundações que foram se sobrepondo em canais rasos. As inundações em lençol ocorrem em leques aluviais onde o fluxo aquoso torna-se não canalizado ou desconfinado (Bull, 1972). Este desconfinamento ocorre no *apex* do leque, ou no ponto de interseção (*Intersection Point*, Hooke, 1967) quando há um canal incisivo na parte proximal do leque (Blair, 1987). Nessa porção os depósitos apresentam um considerável aumento na quantidade de areia.

Inundações em lençol intermediárias

Descrição: Esta associação de fácies é composta por arenitos médios a grossos, moderadamente selecionados, com laminações horizontais (Sh), estratificações cruzadas de baixo ângulo (SI), cruzadas tangenciais de médio porte, e laminações cruzadas de marcas onduladas (Sr) (Fig. 8). Os depósitos estão dispostos em pacotes tabulares métricos (<2m) que compõem sucessões de até 15m de espessura, com razoável extensão lateral (<100m). Internamente, as fácies Sh e Sr alternam-se de maneira repetitiva e formam ciclos centimétricos com gradação normal, podendo a porção superior do pacote conter pelitos laminados (Fl). A fácies SI ocorre de maneira localizada, com cruzadas tangenciais de pequeno porte (<0,25m) associadas. Ocasionalmente, os arenitos com estratificação cruzada tangencial apresentam base erosiva e intraclastos argilosos dispersos. A direção do mergulho dos estratos apresenta uma tendência geral para NE, com o vetor médio para 38°. Ocorrem localizadamente estrutura em chama. A ocorrência destes depósitos é limitada aos afloramentos, porém há uma ocorrência na porção superior no testemunho OR-55.

Interpretação: Esta associação de fácies pode ser interpretada como depósitos de fluxos aquosos não confinados ou pouco canalizados. O transporte e a deposição dos arenitos ocorrem quando o fluxo é mais intenso, predominando formas de leito plano (Sh), dunas atenuadas (SI) e, mais raramente, dunas 3D (St) (Tunbridge, 1981, 1984; Hampton e Horton, 2007). Conforme Hampton e Horton (2007), depósitos pouco canalizados e com considerável extensão lateral, onde há pouca variação na espessura dos pacotes e o predomínio de arenitos grossos com laminação horizontal, representam eventos de inundações em lençóis. A sobreposição de depósitos arenosos, aliada a pouca ocorrência de pelitos laminados e algumas marcas de fluidização, permite interpretar que as inundações eram esporádicas, porém sem grandes intervalos de tempo entre as mesmas. As porções onde a granulometria é mais fina (Sr) e os pacotes são sobrepostos por finos laminados (Fl) representam condições terminais do fluxo, em porções mais distais das inundações (Hartley, 1993; Hampton e Horton, 2007).

Planícies arenosas de inundações distais

Descrição: Consistem em pacotes tabulares de até 0,5m, formados pela intercalação centimétrica de arenitos finos e pelitos, atingindo até 9 metros de espessura. Os arenitos são muito finos a médios, com laminação horizontal (Sh) que são sucedidos por sets de laminações cruzadas de marcas onduladas (Sr) (Fig. 9). Este arenitos se alternam constantemente com camadas centimétricas de pelitos avermelhados, com laminação horizontal e, por vezes, com gretas de contração (Fl). As laminações cruzadas de marcas

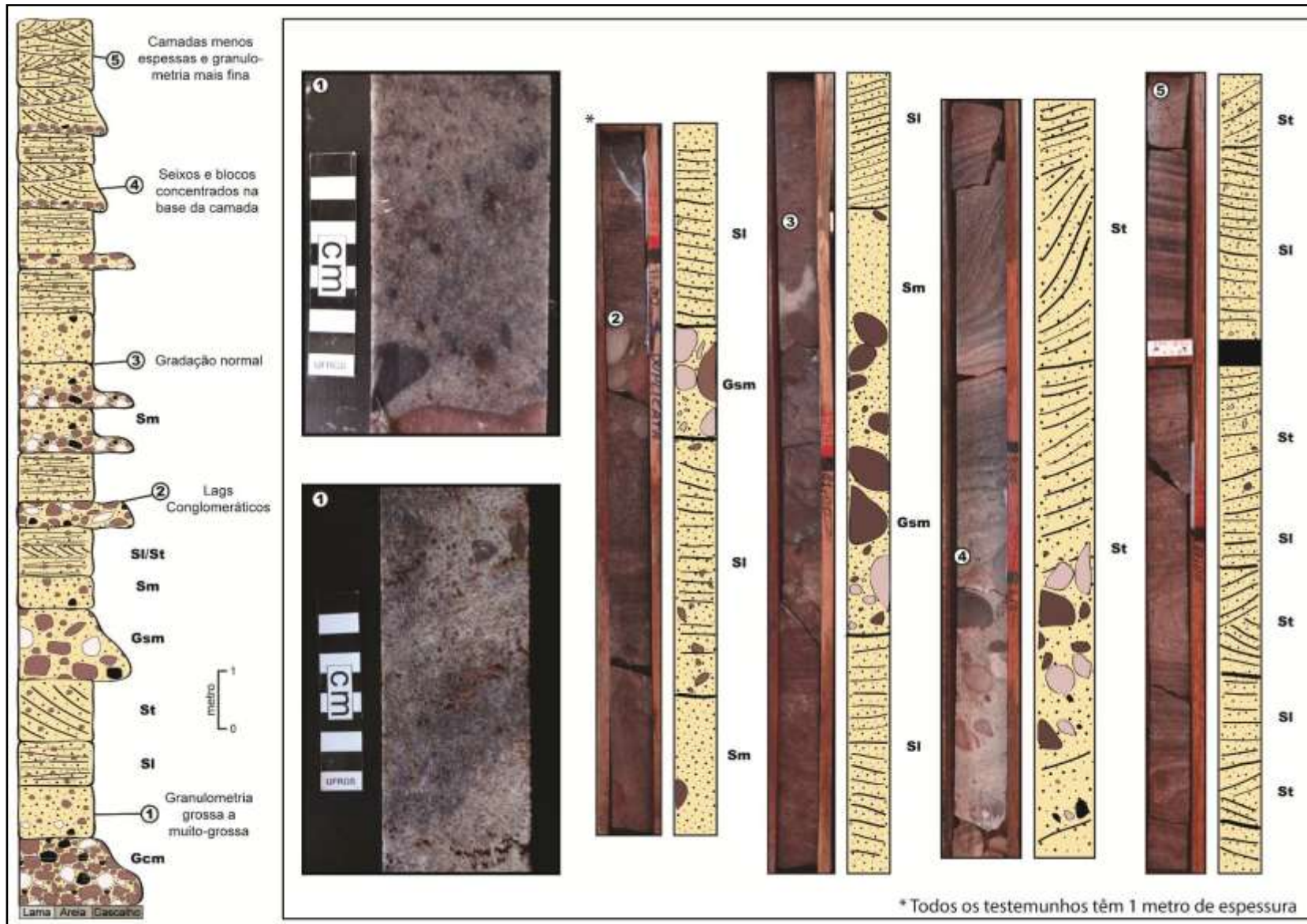


Figura 7: Associação de fácies de inundações em lençol proximais. Notar a granulometria grossa e a alternância repetitiva entre conglomerados e arenitos.

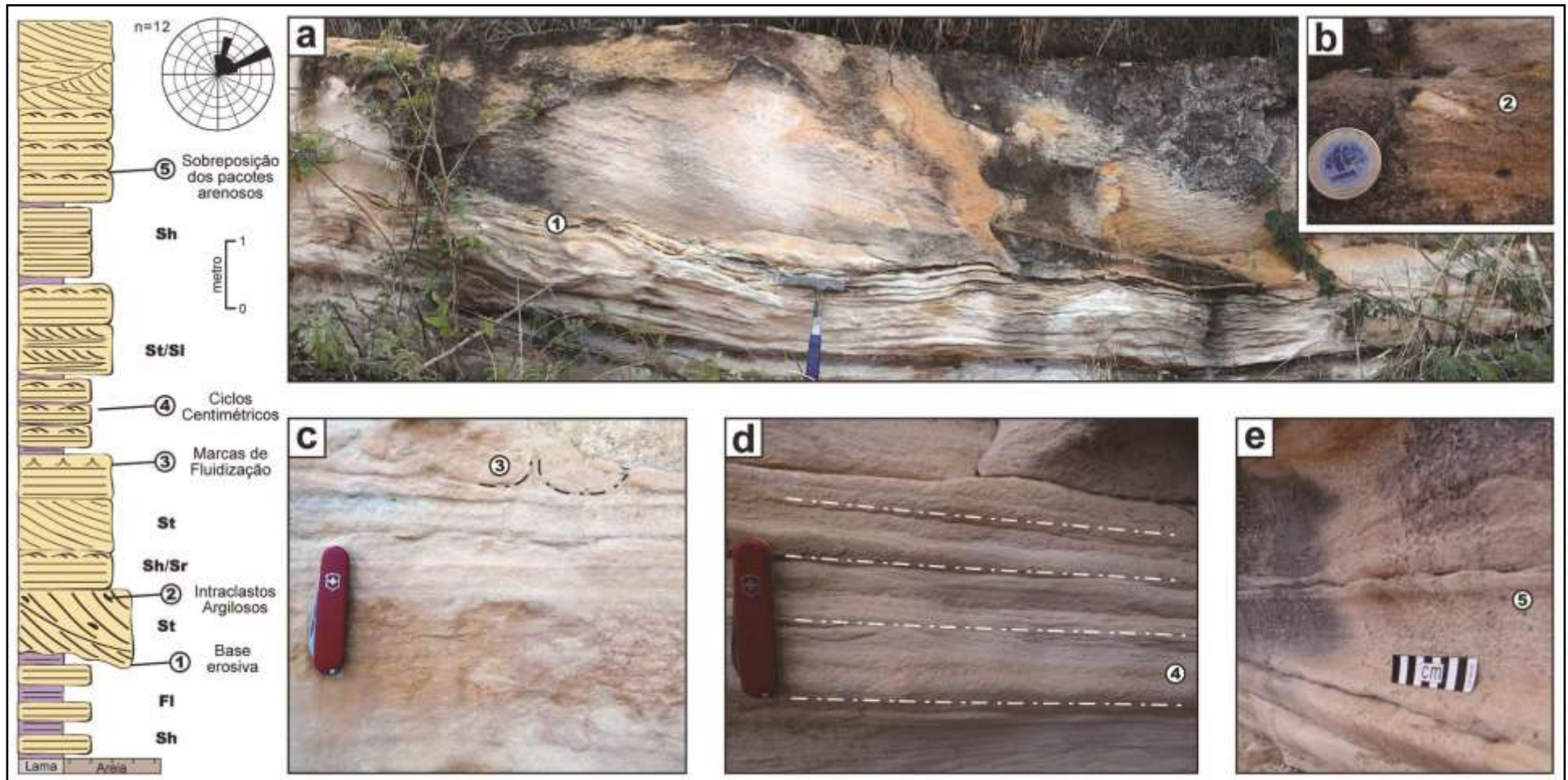


Figura 8: Associação de fácies de inundações em lençol intermediárias. a) Arenito com estratificação cruzada tangencial de médio porte e base erosiva; b) Detalhe dos intraclastos argilosos dispersos no arenito; c) Arenito com laminação horizontal e marcas de fluidização; d) Ciclos centimétricos compostos pelas litofácies Sh, Si e Sr, com os limites superiores em tracejado; e) Detalhe dos ciclos marcados pela ocorrência de laminações cruzadas de marcas onduladas.

onduladas (Sr) têm direção de mergulho média para 278°, com ampla dispersão nos valores (SW-NE). A ocorrência desta associação de fácies é limitada aos afloramentos, não sendo observada nos testemunhos descritos.

Interpretação: A associação de fácies descrita indica o predomínio de depósitos gerados por correntes aquosas, onde ocorre a alternância de processos trativos e de suspensão dos sedimentos. Os arenitos são depositados por correntes trativas desacelerantes enquanto os depósitos finos representam a decantação de sedimentos em suspensão nos estágios finais do fluxo, onde a energia é baixa. A frequente alternância entre arenitos e pelitos sugere repetitivos ciclos de sedimentação e a ocorrência localizada de gretas de contração indica a exposição subaérea dos depósitos, bem como o caráter efêmero das inundações (Bridge, 2003; Hampton e Horton, 2007).

Assim, estes pacotes são interpretados como depósitos de inundações em planícies distais e podem ser associados a dois contextos distintos: (i) extravasamento lateral aos canais durante cheias fluviais (lobos de extravasamento) ou (ii) porções distais de depósitos de inundações em lençóis, efêmeras e de alta energia (Spalletti e Piñol, 2005; Hampton e Horton, 2007). Em ambos os casos a sedimentação é seguida de estágios de não deposição e exposição subaérea. A paleocorrente multidirecional e perpendicular aos depósitos dos lençóis intermediários reforça a hipótese que esta associação de fácies representa extravasamentos laterais aos canais durante as inundações (Blissenbach, 1954; Denny, 1967; Went, 2005). Em contrapartida, a predominância de pacotes tabulares alternando processos de tração e decantação reflete esporádicos influxos dos leques aluviais sobre a planície arenosa. Além disso, a preservação destes depósitos associados aos pacotes mais basais da Formação corrobora com a hipótese de serem depósitos mais distais do leque aluvial, já que nestas porções dos sistemas de leques a declividade do relevo é baixa e desenvolvem-se planícies nas quais os depósitos são essencialmente arenosos, com maior maturidade textural e mineralógica (Batezelli e Basilici, 2007).

Modelo deposicional e os fatores controladores

A análise faciológica em detalhe acima apresentada, embora prejudicada pela ausência de relação lateral e espacial dos depósitos, permite elaborar um modelo que contempla a distribuição e ligação genética entre as zonas geomorfológicas de um sistema aluvial. As associações de fácies de fluxos de detritos representam as porções mais a montante do sistema, vinculado à porção mais canalizada que alimenta o leque aluvial. O canal alimentador (*feeder-channel*), na medida em que atinge regiões mais a jusante, torna-se menos canalizado, aumentando sua extensão lateral e formando as inundações em lençóis proximal e intermediária, que representam a porção mediana do sistema. Porém, para que a predominância de inundações em lençóis ocorra, são necessários escoamentos rápidos e de alta energia, com elevado volume de água que é fornecido tanto por chuvas fortes, degelo rápido ou por liberação de água armazenada (Hogg, 1982; Blair, 1987; Blair, 2000). Além disso, é necessário uma grande rede de drenagem e um canal alimentador com alta capacidade, no qual é induzida a deposição dos fluxos sedimentares gravitacionais, prejudicando o escoamento destes até o lóbulo deposicional atual (Blair e McPherson 1994b). Finalmente, a associação de fácies de inundações distais representa a porção terminal do sistema, caracterizada por fluxos desconfiados e de baixa energia, permitindo a deposição de sedimentos finos a partir de correntes desacelerantes. Entretanto, cabe ressaltar que as exposições limitadas não permitiram a identificação do padrão radial de paleocorrentes nas porções proximais e intermediária, esperado em sistemas de leques aluviais.

Os depósitos de leques aluviais paleoproterozóicos têm como principal característica a ausência de vegetação. Esta ausência afeta as assinaturas sedimentológicas e geomorfológicas

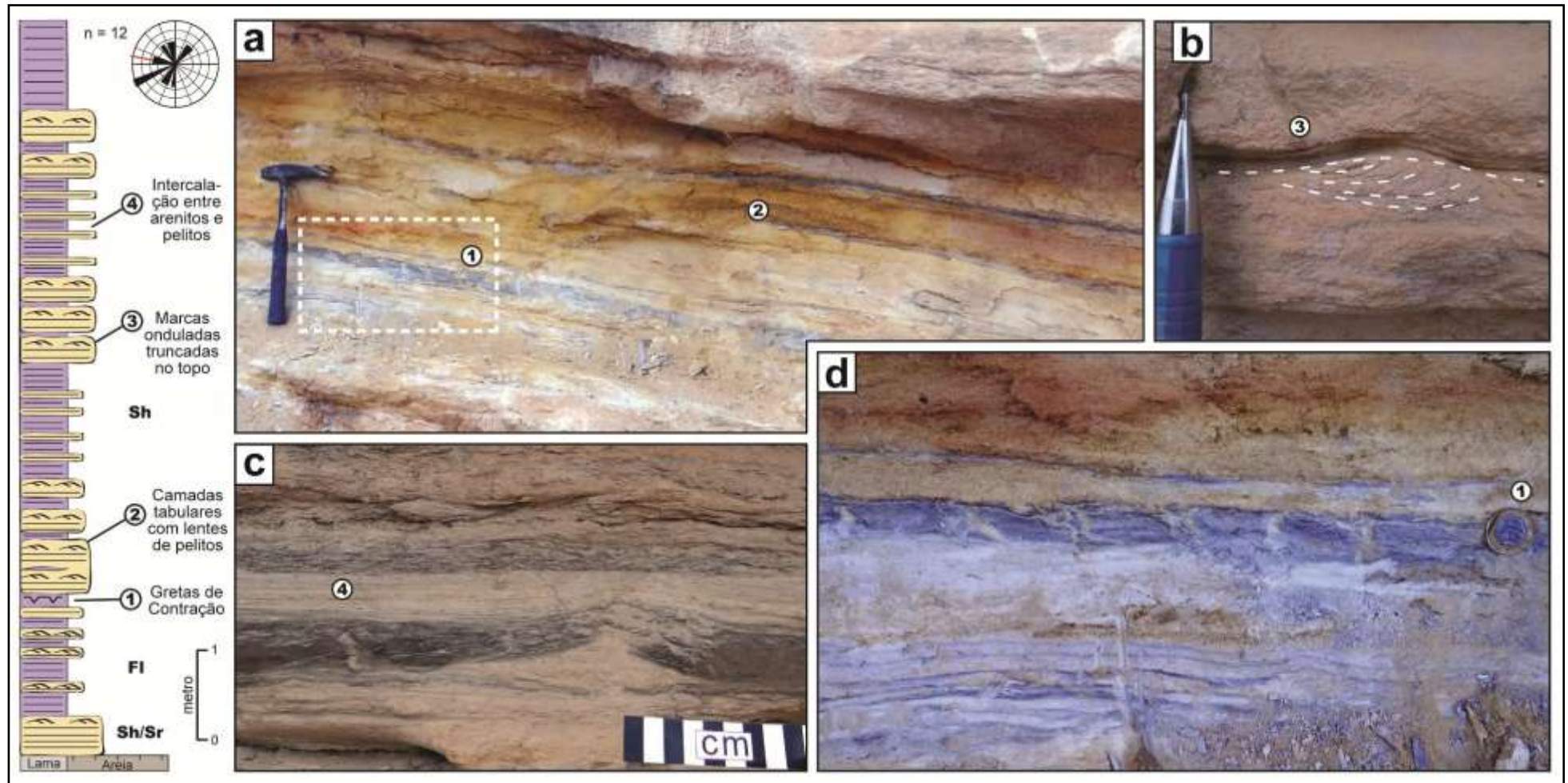


Figura 9: Associação de fácies de planícies arenosas de inundações distais. a) Arenitos com lentes de pelitos laminados ou com gretas de contração, o tracejado representa a área da foto “d”; b) Detalhe das laminações cruzadas de marcas onduladas; c) Intercalação centimétrica entre arenitos e pelitos; d) Detalhe dos pelitos com fraturas preenchidas por areia caracterizando gretas de contração.

de uma bacia hidrográfica, alterando os processos hidráulicos e de deposição (Davies e Glibing, 2010). Além disso, contribui para que processos mecânicos de intemperismo tornem-se importantes na maioria das condições climáticas pré-cambrianas, e, junto aos processos químicos de desagregação das rochas mais acelerados, produza elevada abundância de detritos (Eriksson, et al., 1998). Mueller e Corcoran (1998), assumem que a ausência das raízes das plantas permitiu aos rios removerem facilmente os detritos abundantes, além de aumentar a instabilidade dos bancos arenosos, resultando em canais amplos e extensos. Tirsgaard e Øxnevad (1998) notam que a ausência de vegetação e a susceptibilidade às mudanças climáticas resultam em taxas de escoamento mais rápidas.

A porção basal da Formação Ouricuri do Ouro é caracterizada por três ciclos de granodecrescência ascendente, com espessuras de 28 a 40 metros (Fig. 10). O primeiro ciclo, com espessura de 30 metros, está assentado diretamente sobre o embasamento (metatufos), sendo caracterizado por depósitos de fluxos gravitacionais na base, que são sucedidos, em contato gradacional, por inundações em lençóis proximais. O segundo ciclo, com espessura de 40 metros, é marcado por depósitos de fluxos gravitacionais na base que passam a se intercalar, na metade superior, com inundações em lençol, até que ocorra o predomínio destas inundações. O terceiro ciclo, com espessura 28 metros, é composto por depósitos gravitacionais de fluxo de detritos que são sucedidos por inundações em lençol intermediárias, culminando com o predomínio de inundações em lençol intermediária no topo. Neste último ciclo é possível observar um nível centimétrico de metatufos marcando a atividade vulcânica contemporânea à sedimentação. A presença abundante de fluxos de detritos nos três ciclos sugere a existência de escarpas íngremes, associado a uma alta disponibilidade de sedimentos.

A ocorrência de ciclos de granodecrescência ascendente, ao contrário dos ciclos progracionais e granocrescentes comumente descritos em sucessões de fácies de leques aluviais (e.g. Gloppe e Steel, 1981), sugere que a atividade tectônica não foi o único fator controlador atuante. Por isso, a frequência de tempestades, a litologia da área erodida e a taxa de intemperismo foram determinantes no volume e tamanho dos sedimentos, bem como influenciaram os tipos de processos dominantes (Galloway e Hobday, 1996).

A porção superior da Formação Ouricuri do Ouro foi descrita somente em afloramentos e é caracterizada pela intercalação de associações de fácies de inundações em lençol intermediárias e distais, com espessura aproximada de 56 metros, desconsiderando as porções encobertas. As inundações em lençol estão associadas a enxurradas nas cabeceiras, resultando em descargas rápidas e desconfinadas nas porções intermediárias e distais. Estas enxurradas são esporádicas, porém a ausência de vegetação aumenta as taxas de escoamentos superficiais, permitindo que estes depósitos alcancem grandes distâncias (Fig. 11).

A partir do empilhamento vertical das associações de fácies da Formação Ouricuri do Ouro, pode-se notar uma retrogradação do sistema de leques aluviais. Tal padrão é observado na sobreposição dos depósitos proximais pelos distais, marcando uma mudança na dinâmica do sistema de leques e, conseqüentemente, nos processos sedimentares dominantes. Esta retrogradação sugere uma diminuição do gradiente regional e deve ser resultado de um declínio da atividade tectônica (Viseras et al., 2002) ou do recuo do sistema de falhas de borda da bacia (Galloway e Hobday, 1996; Fig. 12).

O domínio de depósitos de fluxos de detritos na base indica que no início da acumulação da Formação o relevo era mais íngreme devido à atividade tectônica, aliados a uma alta quantidade de sedimentos disponíveis na área fonte. A alta quantidade de detritos disponíveis pode ser explicada pela ausência de coberturas vegetais, fato que dificulta a manutenção da umidade dos solos e favorece o predomínio dos processos de intemperismo físico (Eriksson et al., 1998). A ausência de raízes de plantas faz com que a instabilidade dos declives aumente, facilitando o escoamento superficial e não permitindo a formação de argilas a partir do intemperismo químico causado pelos ácidos orgânicos presentes (Lustig, 1965; Blair e McPherson, 1994b). A pouca ocorrência de argilas nos fluxos de detritos, tanto como matriz, quanto em camadas isoladas, também pode sugerir que o soerguimento e a erosão da área

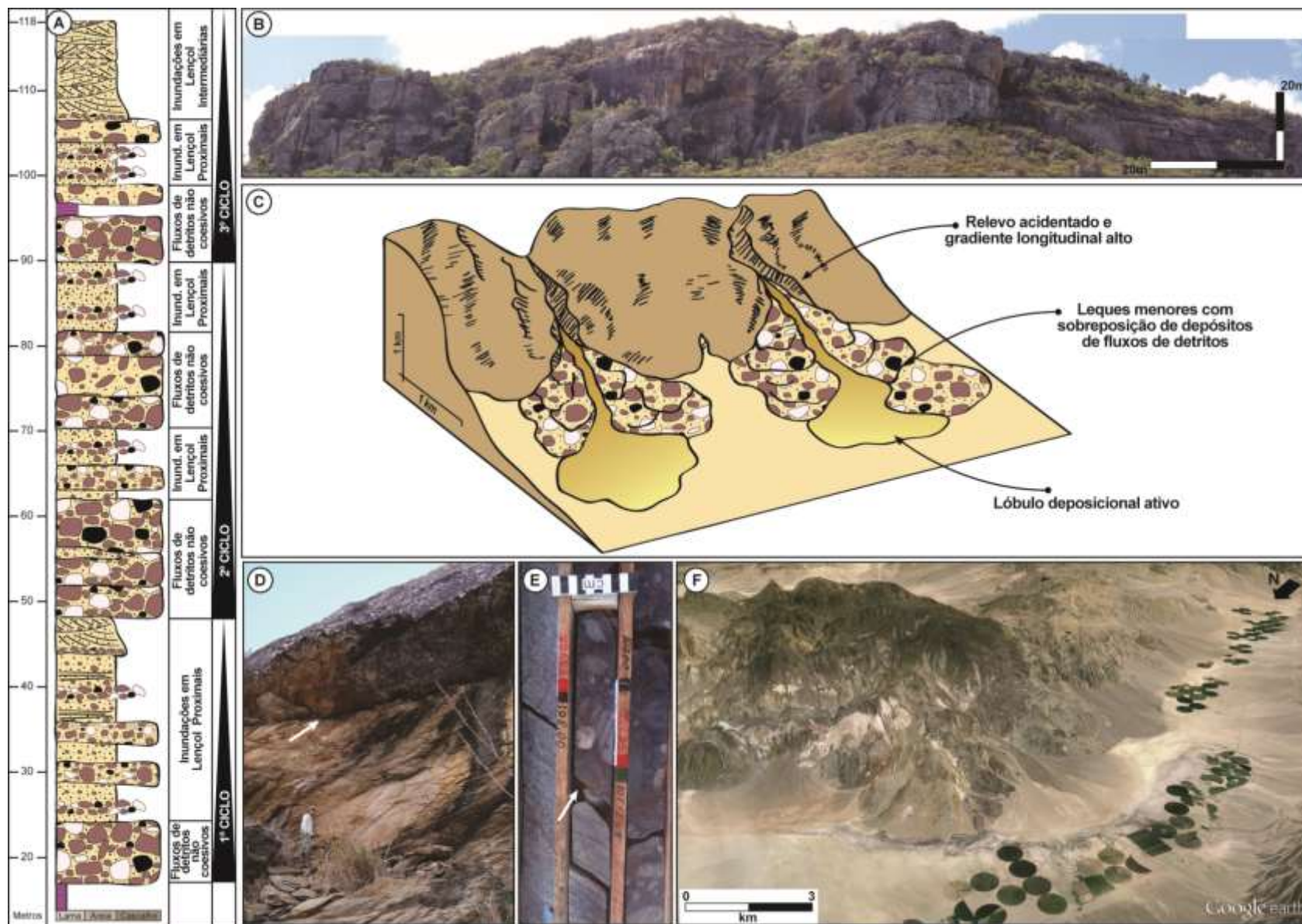


Figura 10: a) Sucessão vertical de fácies da porção basal da unidade, composta por três ciclos granodescrescentes; b) Afloramento na região de Ibitiara/BA caracterizado por fluxos de detritos não coesivos; c) Modelo deposicional idealizado do intervalo inferior da sucessão; d) Contato com embasamento observado em afloramento (seta); e) Contato com o embasamento observado nos testemunhos (seta); f) Leques aluviais atuais na região de Copper Canyon, Death Valley/CA, semelhantes ao modelo deposicional idealizado.

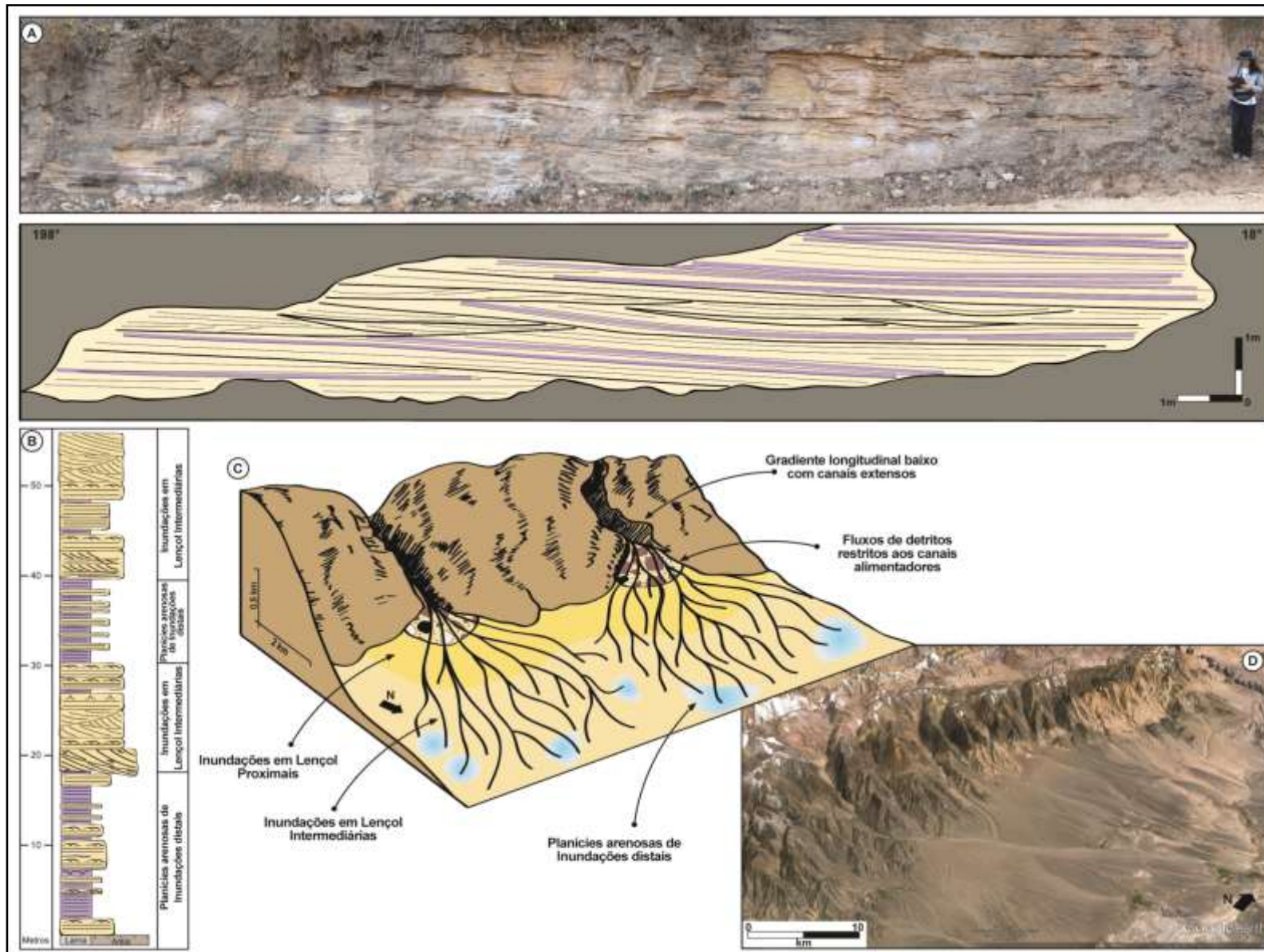


Figura 11: a) Fotomosaico interpretado representando a alternância entre arenitos (amarelo) e pelitos (rosa); b) Sucessão vertical de fácies da porção superior da unidade; c) Modelo deposicional idealizado do intervalo superior da sucessão; d) Leques aluviais atuais na região de San Juan/ARG, semelhantes ao modelo deposicional idealizado.

fonte foram muito rápidos, resultando em pouco tempo para decomposição química ou liberação de grãos individuais (Went, 2005). Por sua vez, o topo da sucessão estudada, dominada por inundações em lençol intermediárias e distais, indica uma diminuição do relevo, associada provavelmente a um decréscimo da atividade tectônica.

Neste contexto, a diferença topográfica entre a bacia e a área fonte é constantemente nivelada, resultando em um gradiente longitudinal baixo. Mesmo sob condições de alto aporte sedimentar, os gradientes regionais menos íngremes aliados a processos menos intensos, faz com que os fluxos de detritos fiquem restritos ao canal alimentador, predominando o transporte através de inundações fluviais, fracamente canalizadas, que podem distribuir os sedimentos por longas distâncias (Viseras et al., 2002), gerando possivelmente leques de maior dimensão.

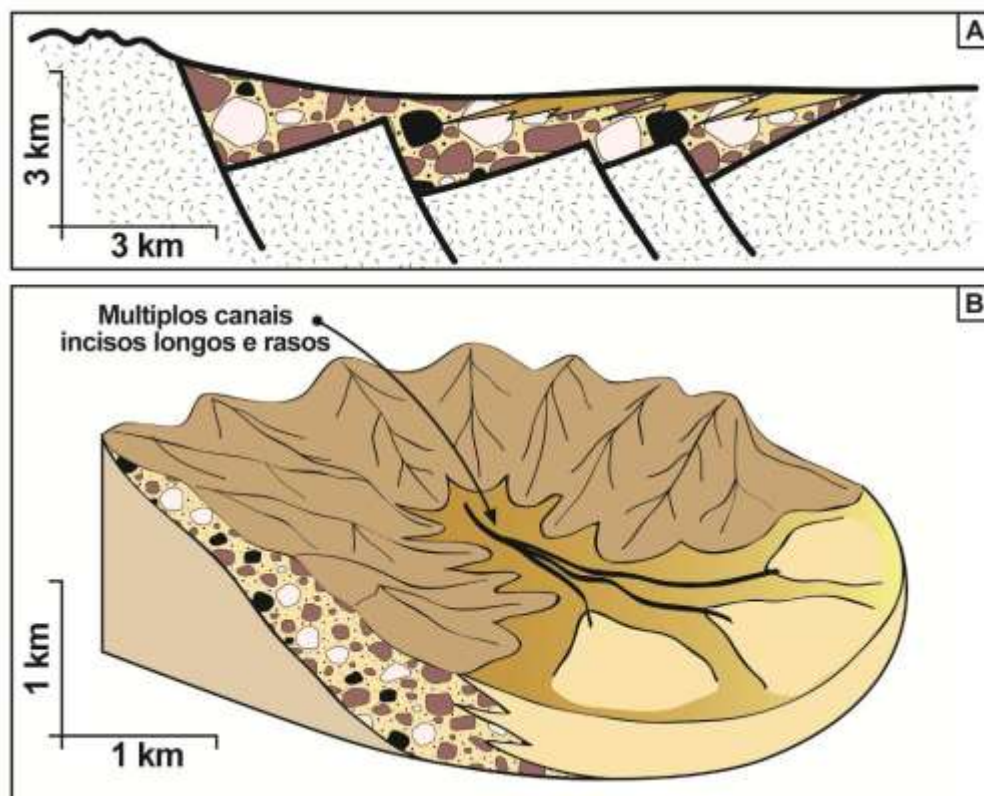


Figura 12: Modelos retrogradacionais de leques aluviais: a) Galloway e Hobday (1992); b) Viseras et al. (2002).

A Fm. Ouricuri do Ouro e outros modelos deposicionais proterozóicos

A ocorrência dos depósitos de leques aluviais preferencialmente em ambientes tectonicamente ativos, nas bordas de bacias e próximos às áreas fontes instáveis, torna difícil a sua preservação (Bose et al., 2008). Em decorrência disso, são poucos os exemplos de leques aluviais proterozóicos similares a Formação Ouricuri do Ouro. Winston (1978) mapeou por centenas de quilômetros fácies oriundas de leques aluviais e de sistemas fluviais do Supergrupo Belt (Proterozóico, EUA). Para o autor, os extensos depósitos encontrados representam o desenvolvimento de um grande sistema deposicional não confinado, nem por bancos de areia e nem pela topografia da bacia. Em direção à jusante os depósitos gradam para argilitos contendo evidências de dissecação, interpretados como inundações em lençol fluviais ou planícies de inundações distais, que se intercalam com amplas planícies de maré.

Os depósitos proximais podem ser comparados aos da Fm. Applecross (Neoproterozóico, Escócia). Williams (2001) apresenta, através de estudos de proveniência e tectônicos, depósitos de leques aluviais sucedidos por planícies entrelaçadas arenosas e mais distais. Os depósitos proximais são constituídos por conglomerados suportados por arcabouço arenoso, com até 4m de espessura e contatos erosivos, que se alternam a arenitos muito grossos e pelitos com feições indicativas de exposição subaérea. Williams op. cit. pode observar a relação destes depósitos nos afloramentos e afirma que são oriundos de descargas rápidas em canais com mais de 4m de profundidade aliados aos sedimentos finos externos aos canais. Já os depósitos distais das planícies entrelaçadas são constituídos por arenitos pouco espessos (<40cm), com estratificação cruzada tangencial ou planar, e estruturas de fluidização. Estes pacotes são interpretados pelo autor como canais rasos, onde o alto lençol freático causa as fluidizações.

As planícies distais da Fm. Ouricuri do Ouro podem ser comparadas as da Fm. Kuujjua (Grupo Shaler, Neoproterozóico) no Canadá. Rainbird et al. (1992) classificaram as camadas lateralmente extensas de arenitos finos e siltitos contendo abundantes evidências de dissecação, como resultado de inundações em planícies entrelaçadas. Entretanto, a Fm. Kuujjua apresenta também sets de estratos cruzados tangenciais compostos e de grande porte, definidos pelo autor como grandes macroformas, formadas em canais com mais de 8.5m de profundidade.

CONCLUSÕES

O estudo faciológico da Fm. Ouricuri do Ouro, na região de Ibitiara/BA, demonstra que 9 litofácies distintas se alternam e definem 4 associações de fácies: *i*) Depósitos proximais dominado por fluxos de detritos não-coesivos; *ii*) Inundações em lençol proximais; *iii*) Inundações em lençol intermediárias; *iv*) Planícies arenosas de inundações distais. A porção basal sobreposta ao embasamento apresenta os depósitos proximais de fluxos de detritos e inundações em lençol intercalados, de maneira a formar ciclos de granodecrescência de alta frequência, marcados pela entrada de espessos pacotes conglomeráticos. Já a porção superior da unidade é composta por depósitos distais de inundações em lençol com padrão de paleocorrentes radial, indicando que a possível área fonte situava-se a sul dos depósitos.

No empilhamento vertical das associações a sobreposição de sistemas distais sobre proximais sugere uma retrogradação do sistema de leques, marcando uma mudança na dinâmica e nos processos atuantes do sistema deposicional. Esta retrogradação sugere uma diminuição do gradiente regional e deve ser resultado de um declínio da atividade tectônica (Viseras ., 2002) ou do recuo do sistema de falhas de borda da bacia (Galloway e Hobday, 1996). Entretanto, ao contrário dos ciclos progradacionais e granocrescentes comumente descritos em sucessões de fácies de leques aluviais, a presença de ciclos granodecrescentes de mais alta frequência sugere também um controle climático nestes depósitos. Estes ciclos são resultantes da progressiva diminuição na capacidade e competência do fluxo, associado a decréscimo do escoamento de águas superficiais (*runoff*) ao longo tempo.

Além disso, pode-se inferir que a frequência das enxurradas e as taxas de intemperismo também foram determinantes no desenvolvimento dos depósitos. Tais fatores são menos intensos na porção superior e, aliados a gradientes regionais menos íngremes, favorecem a formação de inundações intermediário-distais, restringindo os fluxos de detritos ao canal alimentador e predominando o transporte através de inundações fluviais, fracamente canalizadas, que distribuem os sedimentos por longas distâncias e formam leques de maior dimensão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, J. R. L. (1963). The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, 93-114.
- Almeida, F. F. M. (1967). Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia* (v.241, 5-29). Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Ministério de Minas e Energia.
- Almeida, F. F. M. (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 349-364.
- Barbosa, J. S. F., Domingues, J. L. (Coord.) (1994). *Mapa Geológico do Estado da Bahia ao Milionésimo*. Escala 1:1.000.000. Salvador: SICM/SGM.
- Batezelli, A., Basilici, G. (2007). Arquitetura e mecanismos deposicionais em sistemas aluviais holocênicos de clima árido no oeste argentino e comparação com depósitos neocretáceos brasileiros. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4), 821-840.
- Blair, T. C. (1987). Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57(5), 845-862.
- Blair, T. C. (2000). Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood dominated Hells Gate alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentary Geology*, 132, 233-262.
- Blair, T. C., McPherson, J. G. (1994a). Alluvial fan processes and forms. In: Abrahams, A. D., Parsons, A. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments* (354-402). London: Chapman & Hall.
- Blair, T. C., McPherson, J. G. (1994b). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, 64(3), 451-490.
- Blissenbach, E. (1954). Geology of alluvial fans in arid regions. *Geological Society of America Bulletin*, 65, 175-190.
- Bose, P. K., Sarkar, S., Mukhopadhyay, S., Saha, B., Eriksson, P. (2008). Precambrian basin-margin fan deposits: Mesoproterozoic Bagalkot Group, India. *Precambrian Research*, 162, 264-283. DOI: 10.1016/j.precamres.2007.07.022.
- Bridge, J. S. (2003). *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Records*. Oxford: Blackwell, 491 pp.
- Bull, W. B. (1972). Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. In: Rigby, J. K., Hamblin, W. K. (Eds.), *Recognition of ancient sedimentary environments* (v.16, 63-83). Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Costa, J. E. (1984). Physical geomorphology of debris flows. In: Costa, J. E., Fleisher, P. J. (Eds.), *Developments and Applications of Geomorphology* (268-317). Berlin, Springer-Verlag.
- Costa, J. E. (1988). Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows. In: Baker, V. R., Kochel, R. C., Patton, P. C. (Eds.), *Flood Geomorphology* (113-122). New York: Wiley.
- Cruz, S. C. P., Alkmim, F. F. (2006). The Tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco craton region, Eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78, 151-173.
- Davies, N. S., Glibing, M. R. (2010). Cambrian to Devonian evolution of alluvial systems: The sedimentological impact of the earliest land plants. *Earth-Science Reviews*, 98, 171-200.
- Delgado, I. M., Souza, J. D., Silva, L. C., Filho, N. C. S., Santos, R. A., Pedreira, A. J., Guimarães, J. T., Luiz A. A., Vasconcelos, A. M., Gomes, I. P., Filho, J. V. L., Valente, C. R., Perrotta, M. M., Heineck, C. A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM, 2003.
- Denny, C. S. (1967). Fans and pediments. *American Journal of Science*, 265, 81-105.
- Donaldson, J. A., Eriksson, P. G., Altermann, W. (2002). Actualistic versus non-actualistic conditions in the Precambrian: a reappraisal of an enduring discussion. In: Altermann, W., Corcoran, P. L. (Eds.), *Precambrian Sedimentary Environments: a modern approach to ancient depositional systems* (3-13). Oxford: Blackwell.
- Enos, P. (1977). Flow regimes in debris flow. *Sedimentology*, 24, 133-142.
- Eriksson, P. G., Catuneanu, O., Nelson, D. R., Mueller, W. U., Altermann, W. (2004). *The Precambrian Earth: tempos and events*. Amsterdam: Elsevier, 941 p.
- Eriksson, P. G., Condie, K. C., Tirsgaard, H., Mueller, W. U., Altermann, W., Miall, A. D., Aspler, L. B., Catuneanu, O., Chiarenzelli, J. R. (1998). Precambrian clastic sedimentation systems. *Sedimentary Geology*, 120, 5-53.
- Fisher, R. V. (1971). Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41, 916-927.
- Galloway, W. E., Hobday, D. K. (1996). Terrigenous clastic depositional systems: Applications to fossil fuel and groundwater resources. Berlin: Springer-Verlag.
- Gloppen, T. G., Steel, R. J. (1981). The deposits, internal structure, and geometry in six alluvial fan - fan delta bodies (Devonian - Norway) - a study in the significance of bedding sequence in conglomerates. In:

- Ethridge, F. G., Flores, R. M. (Eds.) *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration* (31, 49-69). SEPM – Special Publication.
- Goswami, P. K., Mishra, J. K. (2013). Climatic and tectonic controls on the sedimentary processes of an alluvial fan of the western Ganga Plain, India. *Geological Magazine*, 150(2), 240-253. DOI: 10.1017/S0016756812000490.
- Guadagnin, F.; Chemale JR. F.; Magalhães, A. J.; Santana, A.; Dussin, I. A.; Takehara, L. (*In prep.*). Age constrains on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup - Insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the São Francisco Craton. *Gondwana Research*, 27, 363-376.
- Guimarães, J. T. (Org.). *Geologia da Chapada Diamantina Ocidental (Projeto Ibitiara – Rio de Contas)*. Programa Recursos Minerais do Brasil. Salvador: CPRM/CBPM, 64 p.
- Hampton, M. A., Horton, B. K. (2007). Sheetflow fluvial processes in rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. *Sedimentology*, 54, 1121-1147.
- Hartley, A. J. (1993). Sedimentological response of an alluvial system to source area tectonism: the Seilao Member of the Late Cretaceous to Eocene Purilactis Formation of northern Chile. In: Marzo, M., Puigdefábregas, C. (Eds.), *Alluvial Sedimentation* (v. 17, 489-500). Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Hartley, A. J., Mather, A. E., Jolley, E., Turner, P. (2005). Climatic controls on alluvial-fan activity, Coastal Cordillera, northern Chile. In: Harvey, A. M., Mather, A. E., Stokes, M. (Eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology Sedimentology, Dynamics* (v.251, 95-115). London: Geological Society.
- Hogg, S. E. (1982). Sheetfloods, sheetwash, sheetflow, or? *Earth Science Review*, 18, 59-76.
- Hooke, R. L. (1967). Processes on arid-region alluvial fans. *Journal of Geology*, 75, 438-460.
- Inda, H. A. V., Barbosa, J. F. (1978). *Mapa geológico do estado da Bahia*. Escala 1:1.000.000. Salvador: Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia/CBPM.
- Jhonson, A. M., Rahn, P. H. (1970). Mobilization of debris-flow: *Zeitschrift für. Geomorphologie Supplementband*, 9, 168-186.
- Lowe, D. R. (1975). Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22, 157-204.
- Lowe, D. R. (1979). Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *SEPM Special Publication*, 27, 75-82.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Geology*, 52(1), 279-297.
- Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Heidelberg: Springer, 582 p.
- Middleton, G. V., Hampton, M. A. (1976). Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley, D. J., Swift, D. J. P. (Eds), *Marine sediment transport and environmental management* (197-218). New York: Wiley.
- Mueller, W. U., Corcoran, P. L. (1998). Late-Orogenic basins in the Archaean Superior Province, Canada: characteristics and inferences. *Sedimentary Geology*, 120, 177-203.
- Nemec, W., Postma, G. (1993). Quaternary alluvial fans in the southwestern Crete: Sedimentation processes and geomorphic evolution. In: Marzo, M., Puigdefábregas, C. (Eds.), *Alluvial Sedimentation* (v. 17, 235-276). Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Nemec, W., Steel, R. J. (1984). Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: Coster, E. H., Steel, R. J. (Eds.), *Sedimentology of gravels and conglomerates* (v.10, 1-31). Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists.
- Olsen, H. (1988) The architecture of a sandy braided-meandering river system: an example from the Lower Triassic Solling Formation (M. Buntsandstein) in W-Germany. *Geol Rundsch*, 77, 797-814.
- Owen, G. (1987). Deformation processes in unconsolidated sands. In: Jones, M. E., Preston, R. M. F. (Eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks* (11-24). London: Geological Society of London.
- Owen, G. (2003). Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. In: Van Rensebergen, P., Hillis, R. R., Maltman, A. J., Morley, C. K. (Eds.), *Subsurface Sediment Mobilization* (21-34). London: Geological Society of London.
- Pedreira, A. J. (1994). *O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica*. Tese (Doutorado em Geociências). São Paulo: Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo – USP.
- Pedreira, A. J., De Waele, B. (2008). Contemporaneous evolution of the Paleoproterozoic- Mesoproterozoic sedimentary basins of the São Francisco-Congo Craton. In: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B., De Wit, M. J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region* (v.294, 33-48). London: Geological Society.
- Pope, J. J., Wilkinson, K. N. (2005). Reconciling the roles of climate and tectonics in Late Quaternary fan development on the Spartan piedmont, Greece. In: Harvey, A. M., Mather, A. E., Stokes, M. (Eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology Sedimentology, Dynamics* (v.251, 133-152). London: Geological Society.
- Postma, G., Nemec, W., Kleinspehn, K. (1988). Large floating clasts in turbidites: A mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58, 47-61.

- Rainbird, R. H., Heaman, L. M., Young, G. M. (1992). Sampling Laurentia: detrital zircon geochronology offers evidence for an extensive Neoproterozoic river system originating from Greenville Orogen. *Geology*, 20, 351-354.
- Rees, A. I. (1968). The production of preferred orientation in a concentrated dispersion of elongated and flattened grains. *Journal of Geology*, 76, 457-465.
- Rodríguez-López, J. P., Liesa, C. L., Van Dam, J., Lafuente, P., Arlegui, L., Ezquerro, L., De Boer, P. L. (2012). Aeolian construction and aluvial dismantling of a fault-bounded intracontinental aeolian dune field (Teruel Basin, Spain); a continental perspective on Late Pliocene climate change and variability. *Sedimentology*, 59, 1536-1567. DOI: 10.1111/j.1365-3091.2011.01316.x
- Spalletti, L. A., Piñol, F. C. (2005). From Alluvial Fan to Playa: An Upper Jurassic Ephemeral Fluvial System, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research*, 8, 363-383.
- Schobbenhaus, C. (1996). As Tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: Revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, 26, 265-276.
- Schobbenhaus, C., Kaul, P. F. T. (1971). Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina- Bahia - Central. *Mineração e Metalurgia*, 53, 116-120.
- Sohn, Y. K., Rhee, C. W., Kim, B. C. (1999). Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea. *The Journal of Geology*, 107, 111-132.
- Tirsgaard, H., Øxnevad, I. E. I. (1998). Preservation of pre-vegetational fluvio-aeolian deposits in a humid climatic setting: an example from the Middle Proterozoic Eriksfjord Formation, southwest Greenland. *Sedimentary Geology*, 120, 295-317.
- Todd, S. P. (1989). Sream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, 36, 513-530.
- Todd, S. P. (1996). Process deduction from fluvial sedimentary structures. In: Carling, P. A., Dawson, M. R. (Eds.), *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy* (299-350). Chichester: John Wiley & Sons Ltd.
- Tunbridge, I. P. (1981). Sandy high-energy flood sedimentation— some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology*, 28, 79-95.
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. In: Schuster, R. L., Krizek, R. J. (Eds.), *Landslides, Analysis and Control* (v. 176, 11-33). Washington D.C.: Transportation Research Board, National Academy of Sciences.
- Viseras, C., Calvache, M. L., Soria, J. M., Fernández, J. (2003). Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology*, 50, 181-202.
- Went, D. J. (2005). Pre-vegetation alluvial fan facies and processes: an example from the Cambro-Ordovician Rozel Conglomerate Formation, Jersey, Channel Islands. *Sedimentology*, 52, 693-713. DOI: 10.1111/j.13653091.2005.00716.x.
- Williams, G. E. (2001). Neoproterozoic (Torridonian) alluvial fan succession, northwest Scotland, and its tectonic setting and provenance. *Geological Magazine*, 138(2), 161-184.
- Winston, D. (1978). Fluvial systems of the Precambrian Belt Supergroup, Montana and Idaho, U.S.A. In: Miall, A. D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology* (343 – 359). Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists.